

B. I. G.

163593

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

ISSN 1453-357X



VOL. 70

163593

Raport de activitate al IGR pe anul 1996
Report of GIR activity for the year 1996



Institutul Geologic al României
București - 1998



Institutul Geologic al României

GEOLOGICAL INSTITUTE OF ROMANIA

Director General **Dr. G. Udubaşa** Member of the Romanian Academy

The **Geological Institute of Romania** is now publishing the following periodicals:

Romanian Journal of Mineralogy	Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology
Romanian Journal of Petrology	Romanian Journal of Geophysics
Romanian Journal of Mineral Deposits	Anuarul Institutului Geologic al României
Romanian Journal of Paleontology	Memoriile Institutului Geologic al României
Romanian Journal of Stratigraphy	

Romanian Journal of ... supersedes "Dări de Seamă ale Şedinţelor" and "Studii Tehnice şi Economice", whose apparition goes back to 1910. Beside regular volumes, each series may occasionally contain Supplements (for abstracts and excursion guides to congresses and symposia held in Romania) and Special Issues (for larger papers of special interest). "Anuarul Institutului Geologic al României" (year first issued 1908) appears also in a new form, containing both the annual activity report and review papers.

Editorial Board: Gheorghe Udubaşa (chairman), Tudor Berza, Marcel Mărunţiu, Grigore Pop, Gheorghe Popescu, Vlad Roşca, Anatol Rusu, Mircea Săndulescu

Managing Editor: Cecilia Vamvu

Executive Secretary: Georgeta Borlea

Editorial Office:
Geological Institute of Romania
Str. Caransebeş Nr. 1
RO - 79 678 Bucureşti - 32
Tel. (+40) 1 224 20 91, 224 15 30
Fax (+40) 1 224 04 04
e-mail UDUBASA@IGR.RO

The editor has changed the name as follows: Institutul Geologic al României (1910–1952), Comitetul Geologic (1953–1966), Comitetul de Stat al Geologiei (1967–1969), Institutul Geologic (1970–1974), Institutul de Geologie şi Geofizică (1975–1993), Institutul Geologic al României (since 1994).

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI supersedes **ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ**.

Scientific Editor: G. Udubaşa, A. Rusu

Advisory Board: P. Andăr, E. Avram, T. Berza, I. Hârtoapanu, M. Mărunţiu, Gr. Pop, Gh. Popescu, D. Romanescu, V. Roşca, M. Săndulescu, A. Seghedi, I. Seghedi, A. Soare, A. Szákacs, A. Ştefan, Ş. Veliciu.

The manuscripts should be sent to the scientific editor and/or executive secretary. Correspondence concerning advertisements, announcements and subscriptions should be sent to the Managing Editor.

©GIR 1998

ISSN 1453-357X

Classification index for libraries 55(058)

*Printed by the Geological Institute of Romania
Bucharest*



Institutul Geologic al României

C O N T E N T S

I. REGIONAL GEOLOGY AND HYDROGEOLOGY

Stratigraphic Observations on the Eocene Deposits in the Turbuța-Stejera Region (NW Transylvania) A. RUSU	1
Note on the Geology of the Region between the Telejenc and Teleajen Valleys (Eastern Carpathians) D. BĂDESCU	6
New Stratigraphical and Structural Data from the Western Part of the Remeți Graben (Pădurea Craiului Mountains) S. BORDEA, G. MANTEA	11
Hydrostratigraphy of the Neogene Deposits from the Central Dacic Basin P. ENCIU, GH. POPESCU, A. HADNAGY, M. CIULAVU, M. ENCIU	15
Tectonic Evolution of the Inner Carpathian Bend Inferred from Paleostress Analysis V. AIOANEI	21
Hydrogeological Map of Romania. Sheet Terpezița, 1:50.000 P. ENCIU	27
Pleistocene Aquifer Systems in the Sușița - Trotuș Interstream P. CRĂCIUN, E. MOGOȘ, CR. PANAIT	29
Hydrogeological Researches for the Elaboration of the Tufesti Sheet M. T. MUNTEANU, E. MUNTEANU	36
Limnogeological Observation Concerning the Salt Lake (Brăila County) M.-T. MUNTEANU, E. MUNTEANU	40

II. MINERALOGY AND ORE PROCESSING

Feldspatoids L. ROBU, I.N. ROBU	43
Mg-Phyllosilicates and Associated Minerals in Ultramafic Rocks from the Southern Carpathians L. ROBU, I.N. ROBU, G. STELEA, I. VANGHELIE, V. ALEXE	45
Accessory Minerals of the Magmatic Rocks from Romania. Petrogenetic Implications (Muntele Mic and Vârful Pietrii) I.N. ROBU, L. ROBU, M. STOIAN, V. ALEXE	47
Mineralogical Monographs in Areas of Skarn and Hornfels Associated with Banatites from Romania. IV. Phlogopite and Clintonite Șt. MARINCEA, GH. ILINCA, E. NIȚOI, G. STELEA, C. CRISTEA, V. ALEXE	49
Mineralogy and Paragenetic Analysis of a Manganese Metamorphic Ore from the East Carpathians. Argestră-Căprărie Deposit P. HĂRTOPANU	53



III. PALEONTOLOGY AND BIOSTRATIGRAPHY

The Paleontologic Atlas of the Mesozoic E. AVRAM, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, D. GRIGORE, M. POPA	56
L'étude des faunes de Mollusques Méotiens du Bassin Dacique I. PAPAIANOPOL, R. MACALET, FL. MARINESCU	60
L'évolution du Genre <i>Melanopsis</i> FERUSSAC pendant le Romanien B. MARINESCU	67
The Meotian Ostracods and Their Problems R. OLTEANU	70
Tithonian Praecalpionellids and Calpionellids from the South Carpathians: Stratigraphic Distribution and Biozonation G. POP	76
Upper Kimmeridgian and Lower Tithonian Sequence of the Greben Formation in the Svinița – SW of the Southern Carpathians D. GRIGORE	81
The Meotian Nannoplankton Study M. MĂRUNȚEANU	87
Integrated Biostratigraphy for the Coniacian of Romania J. ION, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, L. SZASZ	91
Integrated Biostratigraphy of the Cenomanian-Turonian of Romania J. ION, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, L. SZASZ	96
Santonian-Maastrichtian Integrated Biostratigraphy for Romania J. ION, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, L. SZASZ	101
Studies for Neogene Biostratigraphic Scale – Muntenian Subcarpathians M. MĂRUNȚEANU, I. PAPAIANOPOL, GH. POPESCU, R. OLTEANU, S. PESTREA, R. MACALET	108
Biostratigraphical Aspects of the Lower Sarmatian in Salcia Area (Prahova County) E. MUNTEANU, M.T. MUNTEANU	113

IV. IGNEOUS PETROLOGY AND VOLCANOLOGY

Genetic Study of Volcaniclastics in Romania. Study of Neogene Volcanoclastic Deposits in the Călimani-Gurghiu-Harghita Volcanic Chain (Călimani and Northern Gurghiu Mts.) A. SZAKACS, I. SEGHEDI, C. COSTEA	118
Petrogenesis of the Jurassic Alkali-Subalkali Magmatites in the "Black Flysch" Nappe – Maramureș D. RUSSO-SĂNDULESCU, M. STOIAN, A. ILINCA	120
Study of Xenoliths – Their Significance for the Genesis of the Calc-Alkaline Magmas from the East Carpathians Neogene Subvolcanic Zone E. NIȚOI, ȘT. MARINCEA, M. MUNTEANU	123
Alpine Intrusive Breccias and Related Mineralizations in the Apuseni, Poiana Ruscă Mountains and North Dobrogea A. ȘTEFAN, E. ROȘU, L. NEDELCU, G. UDUBAȘA, V. PARASCHIVOIU, V. MILU, E. IAMANDEI, S. BOȘTINESCU	127
On the Presence of some Quartz Andesites in the Măgura Hill – Vărmăgea Creek Area (Rapolt Crystalline) FL. SCURTU, D. ALEXANDRESCU	135

V. METAMORPHIC AND STRUCTURAL PETROLOGY

Low to Medium Grade Mylonites (Blastomylonites) in the South Carpathians V. IANCU	139
Meso- and Microscopic Structures of the Crystalline Sequences in the Arieș Basin. Part I South Gilău Mountains. Codru Nappes System and Biharia Nappes System: A Comparison I. BALINTONI, R. STAN	141



Systematic Inventory of the Meso- and Microstructural Elements of the Metamorphic Terrains from the Northern Apuseni Mountains C. STRUTINSKI, E. MOSONYI	148
Blastomylonites Study in the East Carpathians G. BINDEA	152
Blastesis-Deformation Relationship in the Alpine and Pre-Alpine Shear Zones in the South Carpathians V. IANCU, G. BINDEA, V. AXENTE, C. LLOP, P. LEDRU, H. MALUSKI	154
Degree of Deformation and Retrometamorphism in the Terrigenous and Carbonaceous Complexes of the Rebra Group in the North-Western Part of the Rodna Massif C. STRUTINSKI, E. MOSONYI, D. PAPP	156
Lithostratigraphic and Tectonic Structure of the Lotru Group Metamorphics I. GHEUCA	159
The Manganese-Silicate Rocks in the Lotru Metamorphic Suite: An Example of Mineral Concentration Driven by Metamorphic Processes G. SĂBĂU	162
Mass Transfer Related to Deformation in the Păltiniș Shear Zone (Cibin Mts) I. STELEA	168
Structure of the Metamorphic Rocks of the Olt Defile, between Sadu and Robești I. DINICĂ	172
Petrogenetic Study of the Reaction Skarns in the Preluca Mts Metamorphics I. HĂRTOPANU, P. HĂRTOPANU	176
Preliminary Data on the P-T Conditions of the Metamorphism of the Tulgheș Series Sulfides (East Carpathians) E. ROȘU, AL. VODĂ, C. COSTEA	179
Histoire de la déformation préalpine des métamorphites carpatiques. Les Monts Bihor M. DIMITRESCU	182

VI. ENVIRONMENTAL AND ROCK GEOCHEMISTRY

Geochemical Atlas of Romania (scale 1:3,000,000) P. ANDĂR, R. NICOLESCU, M. GHEAUȘ, V. GHEORGHE, R. ANDREESCU	185
Geochemical Evidence for Some Granitoids from the Getic Domain A. DOBRESCU	187
Preliminary Investigation of D/H Composition of Water from Some Metamorphic and Igneous Rocks and Minerals - Rodna Massif D.C. PAPP	192

VII. METALLOGENY AND RELATED PROCESSES

Structural and Metallogenetic Study of Dorna-Dârmoxa-Bilbor Region M. MUNTEANU, AL. VODĂ	196
The Estimation of the Physical and Chemical Parameters of Polymetallic-Auriferous Ore Formation in the Baia de Arieș Structure, Metaliferi Mountains L. NEDELCU, E. ROȘU, S. ANASTASE, L. ROBU, A. ȘTEFAN, C. COSTEA, M. CIULAVU, S. IAMANDEI, E. IAMANDEI, C. UDRESCU, I. VANGHELIE	200

VIII. GEOMAGNETISM AND ROCK MAGNETISM

Geomagnetic Field Monitoring at the Surlari National Geophysical Observatory - Main Results in 1996. A. SOARE, V. ȘTEFLEA, G. CUCU, C. DUMITRESCU, GH. MATEESCU	205
Some Results of Sources Modelling in Deep Magnetic Sounding Interpretation in Romania. A. SOARE, V. ȘTEFLEA, V. ROSIN	208



Some Features of the Ionospheric Current System at Surlari National Geophysical Observatory and Some European Stations. A. SOARE, G. MANEA	211
Study of the Geomagnetic Field Structure in the Tertiary in the Context of Magnetostratigraphic Scale Elaboration. I – The Pliocene. S. C. RĂDAN, M. RĂDAN	215
Monograph of Magnetic Properties and Density of Metamorphic and Igneous Rocks in Their Main Occurrence Zones (Part V – Eastern Part of Gilău Massif). D. ROMANESCU, A. GEORGESCU, V. ROSIN, C. NEDELCU-ION	232

IX. DEEP STRUCTURE INVESTIGATIONS

Geothermal Map of Romania. Scale 1:200,000 Baia Mare Sheet. Ș. VELICIU, F. BERINDEI, A. ZAMFIR, D. PAPP, I. URECHE	236
National Telluric Maps. Joining of Maps on the Scale 1:200,000 Bacău, Bârlad, Covasna, Focșani. C. FURNICĂ	242
The Gravity Map of Romania on the Scale 1:50,000. Sănnicolau Român, Gepiu, Ceica, Vârciorog and Vadu Crișului Sheets. A. NICOLESCU	247
Magnetotelluric Researches along Lugoj-Teregova and Alba-Iulia-Agnita Profiles. M. STĂNICĂ, D. STĂNICĂ, L. ASIMPOLOS, A. IVANOV, H. NISTOR	252
Magnetotelluric Researches in the Southern Apuseni (On two Mountains Profiles in Zlatna-Abud Area). C. VISARION, H. NISTOR	259
Geophysical Studies for the Deep Geology of the Eastern Carpathian Arc Bend and Its Foreland. V. ROȘCA, S. SPĂNOCHE, B. STANCHIEVICI, L. ATANASIU, M. ROGOBETE	263
Study of Geoid Undulations on the Romanian Territory. D. IOANE, L. ATANASIU, M. ROGOBETE	271
Mercurometry – A Tool for Locating Crustal Faults. D. IOANE, D. DRĂGOI	277

X. APPLIED GEOPHYSICS AND REMOTE SENSING

Applying Remote Sensing Techniques and Geographical Information System (GIS) in the Field of Geoscience (Metaliferi Mountains). V. VÂJDEA, I. POPESCU, C. NIȚICĂ, A.-M. VÎJDEA, A. MARINESCU	283
Capabilities of Seismic Investigation to Landslide. Applications in Slănic Prahova and Bertea Acreages (Muntenia Diapir Folds Zone). P. CRISTEA	292
Complex Radiometric Study of Danubian Granitoides Domain in Order to Establish Some Radiochemical Genetic Relationship. part V. Șușița Massif. VL. ROȘCA, N. STAN, I. TIEPAC, N. HODORCĂ	297
Un model gravimetric-magnetometric al masivului granitic Muntele Mare. F. SCURTU	302
Radio Tomography Investigation of Salt Massifs from Romania. V. CIUCĂ	306

XI. BIOPHYSICS AND "PETROELECTROGRAPHY"

Inventory of Corine Land Cover Changes in the North and North-East Part of Romania. V. VÂJDEA, A.-M. VÎJDEA, C. NIȚICĂ, A. MARINESCU, I. POPESCU	310
Studiul electrografic al fenomenelor de interacțiune dintre rocă și apă. D. SVORONOS, A. NICOLESCU, C. NIȚICĂ	315



XII. MISCELLANEOUS

Engineering-Geological Researches on the Prahova-Telcajen Area Landslides G. CHOBANU, R. MAFTEI	320
The National Drill Core Shed. The Study for Completion and Systematization of the Collection I. PETCU, M. ICHIM	327
 The Specialists from G.I.R. in 1998. Fields of interest	329
Abbreviations	332
Index of authors	334



LIST OF FIELD GUIDEBOOKS AVAILABLE FOR SELLING
(price 10 USD per copy if not otherwise stated)

- EXCURSION GUIDE: MINERAL OCCURRENCES IN THE METALIFERI MTS. ROMANIA. **First National Symposium on Mineralogy. Romanian Journal of Mineralogy**, Vol. 75, Suppl. No. 2, 1992.
- EXCURSION GUIDE: MINERAL OCCURRENCES IN SOUTHWESTERN BANAT, ROMANIA. **Second Symposium on Mineralogy. Romanian Journal of Mineralogy**, Vol. 76, Suppl. No. 2, 1993.
- FIELD GUIDEBOOK: SOUTH CARPATHIANS AND APUSENI MOUNTAINS, ROMANIA. **ALCAPA II. "Geological Evolution of the Alpine-Carpathians-Pannonian system". Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology**, Vol. 75 Suppl. No. 2, 1994.
- GUIDE TO EXCURSION B2: UPPER NEOGENE FROM THE DACIC BASIN. **Xth Congress RCMNS, București 1995. Romanian Journal of Stratigraphy**, Vol. 76, Suppl. No. 1, 1995.
- GUIDE TO EXCURSION A2: SARMATIAN OF THE MOLDAVIAN PLATFORM. **Xth Congress RCMNS, București, 1995. Romanian Journal of Stratigraphy**, Vol. 76, Suppl. No. 2, 1995.
- GUIDE TO EXCURSION A1: NEOGENE FROM TRANSYLVANIA DEPRESSION. **Xth Congress RCMNS, București 1995. Romanian Journal of Stratigraphy**, Vol. 76, Suppl. No. 3, 1995.
- GUIDE TO EXCURSION B3: TIME-SPACE EVOLUTION OF NEOGENE-QUATERNARY VOLCANISM IN THE CĂLIMANI - GURGHIU - HARGHITA VOLCANIC CHAIN. **Xth Congress RCMNS, București 1995. Romanian Journal of Stratigraphy**, Vol. 76, Suppl. No. 4, 1995.
- GUIDE TO EXCURSION B1: LOWER-MIDDLE MIOCENE FORMATIONS IN THE FOLDED AREA OF THE EAST CARPATHIANS. **Xth Congress RCMNS, București 1995. Romanian Journal of Stratigraphy**, Vol. 76, Suppl. No. 5, 1995.
- GUIDE TO ONE-DAY EXCURSIONS:
 - (C1) - FACIES AND STRATIGRAPHY OF THE LOWER AND MIDDLE MIOCENE FORMATIONS OF SLĂNIC SYNCLINE.
 - (C2) - NEOGENE MAMMALIAN FAUNA FROM THE BEND ZONE OF THE EAST CARPATHIANS.
 - (D) - UPPER NEOGENE FROM THE DACIC BASIN.
- Xth Congress RCMNS, București 1995. Romanian Journal of Stratigraphy**, Vol. 76, Suppl. No. 6, 1995.
- EXCURSION GUIDE: MINERALS AND MINERAL OCCURRENCES IN THE BAIA MARE MINING DISTRICT. **Third Symposium on Mineralogy 1995. Romanian Journal of Mineralogy**, Vol. 77, Suppl. No. 2, 1995.
- FIELD SYMPOSIUM: OLIGOCENE MIOCENE TRANSITION AND MAIN GEOLOGICAL EVENT IN ROMANIA. **IGCP Project No. 326. Romanian Journal of Paleontology**, Vol. 76, Suppl. No. 1, 1996.



OBSERVAȚII STRATIGRAFICE ASUPRA DEPOZITELOR EOCENE DIN REGIUNEA TURBUȚA-STEJERA (NORD-VESTUL TRANSILVANIEI) STRATIGRAPHIC OBSERVATIONS ON THE EOCENE DEPOSITS IN THE TURBUȚA-STEJERA REGION (NW TRANSYLVANIA)

Anatol RUSU

Schimbările faciale ale depozitelor eocene din Aria Preluca, precum și dispariția unor entități litostratigrafice spre rama bazinului de sedimentare au dus la interpretări eronate privind corelarea formațiunilor limitrofe masivelor cristaline Țicău și Preluca cu cele din restul zonei paleogene a Transilvaniei. Cercetările noastre efectuate pentru elaborarea Hărții geologice a României scara 1:50.000, foaia Țicău, aduc date care contribuie la elucidarea unor raporturi stratigrafice neclare.

Urmărind de la SSW spre NNE între Turbuța (județul Sălaj) și Stejera (județul Maramureș), pe 25 km lungime, formațiunile Grupului Călata (Seria marină inferioară a Paleogenului transilvan) cuprinse între Formațiunea de Jibou (Paleocen-Lutetian) în bază și Formațiunea de Turbuța, sau de Valea Nadășului (Priabonian), la partea superioară, se constată dispariția treptată a termenilor mai vechi și încărcarea celor rămași cu material detritic din ce în ce mai grosier, fapt remarcat încă de către Hofmann (1879, p. 248).

Vom prezenta fiecare unitate litostratigrafică pornind de la secțiunea de referință pentru Grupul Călata (fost Grupul Rakoczy) din malul drept al Someșului (Est de Jibou), situată în aval de Turbuța sub Piscuiul Ronei (Dealul Rakoczy din vechime) și devenită clasică în urma descrierii lui Hofmann (1879) (vezi și Koch, 1894).

Pentru detalii privind nomenclatura litostratigrafică utilizată a se vedea lucrarea noastră din 1995.

Formațiunea de Foidas (Lutetian superior) reprezintă primul termen marin al paleogenului dispus transgresiv, în discordanță simplă, peste argilele roșii continentale ale Formațiunii de Jibou. Ea este constituită din argile verzui, marne argiloase bej-cenușii, calcare dolomitice cu moluște eurihaline, dolomicrite și gipsuri, depozite însumând circa 70 m grosime (exagerată datorită dezvoltării puternice a bancurilor de gips). Formațiunea evaporitică se icheie în secțiunea de pe Someș cu o secvență predominant calcaroasă în care se evidențiază un nivel cu anomii. Spre NNE Formațiunea de Foidas se subțiază rapid și dispare la circa 5 km (nord de Dealul Sacadicu dintre localitățile

The facies changes of the Eocene deposits in the Preluca Area as well as the disappearance of some lithostratigraphic entities towards the border of the sedimentary basin led to erroneous correlation of adjacent formations to the Țicău and Preluca crystalline massifs with those from the rest of the Transylvanian Paleogene zone. Our surveys carried out in view of the Geological map of Romania, scale 1:50,000, Țicău sheet, bring new data that solve certain unclear stratigraphic relations.

Following from SSW to NNE, between Turbuța (Sălaj district) and Stejera (Maramureș district), on a length of 25 km, the formations of the Călata Group (Lower marine series of the Transylvanian Paleogene) comprised between the Jibou Formation (Paleocene-Lutetian), at the base, and the Turbuța or Valea Nadășului Formation (Priabonian), at the top, the gradual disappearance of the older terms as well as the loading of the remainder with ever coarser material (as also mentioned by Hofmann, 1879, p. 248) can be observed.

Each lithostratigraphic unit will be presented, starting from the reference section of the Călata Group (former Rakoczy Group) on the right side of the Someș River (east of Jibou), situated downstream of Turbuța under Piscuiul Ronei ("Rakoczy Hill" in former times), which became classical section after Hofmann's description (1879) (see also Koch, 1894).

For further information on the lithostratigraphic nomenclature used see our paper from 1995.

The **Foidas Formation** (Upper Lutetian) represents the first marine term of the paleogene transgressively overlying in disconformity the continental red clays of the Jibou Formation. It consists of green clays, beige-grey clayey-marls, dolomitic limestones with eurihaline molluscs, dolomicrites and gypsums, all of them of about 70 m in thickness (exaggerated due to the strong development of the gypsum banks). The evaporitic formation ends, in the Someș section, with a mostly calcareous sequence within which an Anomia level is worth mentioning. Towards NNE, the Foidas Formation is thinning out rapidly and disappears after about 5 km (north of the Sacadicu Hill, between the



Husia și Ciocmani) (fig. 1) în punctul atins atunci de extensiunea maximă a bazinului schizohalin instalat pe shelful transilvan.

Husia and Ciocmani localities) (Fig. 1) in the point reached by the maximum extension of the schizohaline basin settled on the Transylvanian shelf.

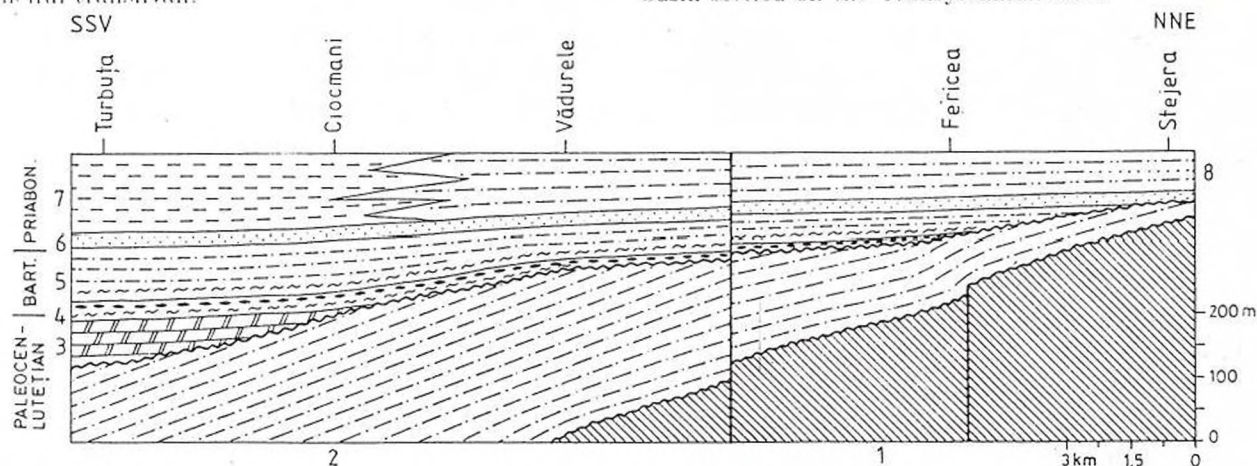


Fig. 1 - Corelarea depozitelor eocene din regiunea Turbuța-Stejera

Correlation of the Eocene deposits in the Turbuța-Stejera region.

1. Metamorphic basement, 2. Jibou Formation, 3. Foidaș Formation, 4. Căpușu Formation, 5. Mortănușa Subgroup, 6. Rakoczy Sandstone, 7. Turbuța Formation, 8. Valea Nadășului Formation.

Formațiunea de Căpușu (Lutetian superior - Bartonian) are în profilul Someșului 35 m grosime și este constituită din marne și marnoargile nisipoase cenușii cu intercalații de marnocalcare bogate în moluște marine eurihaline euhaline și numuliți. Formațiunea include în jumătatea sa inferioară o aglomerare stratiformă de cochilii ale unei ostrei de talie mare *Sokolowia eszterhazyi* (PAVAY) și se termină cu două bancuri lumachelice de numuliți dezvoltate după Popescu (1984) pe un interval de 4-5 m grosime, în care specia dominantă *Nummulites perforatus* (MONTF.) este însoțită de alte specii. Aceste concentrații fosilifere formează două importante nivele reper și anume Nivelul de *Sokolowia eszterhazyi* și Nivelul cu *Nummulites perforatus*.

După ce depășesc transgresiv spre nord depozitele formațiunii precedente Stratele de Căpușu încep să piardă și ele din termenii inferiori, ajungând ca la Văduțele (11 km NNE de secțiunea clasică) bancul cu *Nummulites perforatus* să ajungă direct peste argilele roșii ale Formațiunii de Jibou (fig. 1). Lumachelul numulitic (cca. 3 m grosime) cu matrice marnoasă, în care mai apar rare exemplare de *Sokolowia eszterhazyi* și *Pycnodonte rarilamella* (MELLEV.) poate fi urmărit în aceeași poziție stratigrafică până la Fericea, ultima apariție spre nord (la aproximativ 20 km NNE de Turbuța), marcând țărmul mării din acel moment.

Ca o excepție, la 1,5 km S de Fericea, pe Valea Iacobului între Formațiunea de Jibou și bancul cu *Nummulites perforatus* mai apar:

- 10 cm nisip argilos cenușiu reprezentând nivelul bazal al transgresiunii marine, depus peste argilele

The Căpușu Formation (Upper Lutetian--Bartonian) is about 35 m thick in the Someș profile and consists of marls and grey sandy clayey marls with marly limestones intercalations rich in euhaline molluscs and nummulites. This formation includes, in its lower half, a stratiform agglomeration of shells of a large-sized oyster *Sokolowia eszterhazyi* (PAVAY) and ends with two lumachelle banks of nummulites developed, according to Popescu (1984), on a 4-5 m thick interval, within which the dominant species *Nummulites perforatus* (MONTF.) is accompanied by other species. These fossiliferous concentrations are appreciated as two significant marker levels: the *Sokolowia eszterhazyi* Level and the *Nummulites perforatus* Level.

After the transgressive overlapping, of the former formation deposits to the north, the lower terms of the Căpușu Beds begin to disappear so that at Văduțele (11 km NNE of the classical section) the *Nummulites perforatus* bank lies directly over the Jibou red clay Formation (Fig. 1). The Nummulitic lumachelle (about 3 m thick) with a marly matrix, bearing rare specimens of *Sokolowia eszterhazyi* and *Pycnodonte rarilamella* (MELLEV.) can be traced in the same stratigraphic position up to Fericea, the last northward occurrence (at about 20 km of Turbuța) which marked the seashore at that time.

As an exception, at 1.5 km south of Fericea, on the Valea Iacobulei between the Jibou Formation and the bank with *Nummulites perforatus* also occur:

- 10 cm grey clayey sand, representing the basal level of the marine transgression, deposited over the red

nisipoase roșii și

– 50 cm gresie bioclastică calcaroasă cu mulaje de gasteropode euhaline aparținând speciilor *Globularia patula* (LMK.), *Turritella imbricata* (LMK.), *Tibia ampla* (SOL.) și *Cassidaria nodosa* (SOL.) și cu rare testuri de numuliți.

În apropiere spre E, la Vărai, în poziție similară, adică imediat sub Nivelul cu *Nummulites perforatus* se întâlnesc și bivalve ca *Pitar* sp., *Glossus* sp., *Corbula gallica* LMK. și rar *Sokolowia eszterhazyi*. Apariția unor exemplare izolate ale ultimei forme (cunoscută de altfel până în topul formațiunii) nu atestă prezența aici a Orizontului cu *Sokolowia eszterhazyi* cum au interpretat Mărgărit, Mărgărit (1969), acesta fiind depășit transgresiv mult mai la sud.

Subliniem că bancul cu *Nummulites perforatus* are caracter larg transgresiv pe toată rama de nord-vest a depresiunii Transilvaniei, depășind în suprafață cu mult depozitele mai vechi ale formațiunii din care face parte.

Subgrupul Mortănușa (Bartonian) care însumează în secțiunea de pe Valea Someșului aproape 100m grosime, este constituit pe primii 20 m din marne și argile marnoase cu nivele fosilifere, corespunzând Formațiunii de Inucu, peste care urmează încă cca. 75 m de argile nisipoase și nisipuri argiloase cenușii cu rare resturi organice, corespunzând Formațiunii de Ciuleni. În lipsa Calcarului de Văleni (limitat la Aria Gilău) care să le separe, aceste două formațiuni predominant pelitice sunt cartate împreună. Spre nord secvența marnoasă se încarcă cu material arenitic, devine pe alocuri mai calcaroasă (până la marnocalcar grezos) și își păstrează conținutul fosil caracterizat prin frecvența speciilor *Corbula gallica* și *Pycnodonte rarilamella*. Punctul cel mai nordic în care poate fi recunoscut un echivalent al Formațiunii de Inucu se situează mult la est de aliniamentul urmărit, în aval de localitatea Valea Chioarului unde am identificat Nivelul cu *Crassostrea bersonensis*, atât de răspândit în Aria Gilău (Rusu, 1987).

Subgrupul Mortănușa scade relativ brusc în grosime la nord de Ciocmani, ajungând să măsoare aproximativ 45 m grosime în dreptul localității Cozla (la 13 km NNE de secțiunea clasică) și numai 15–20 m spre obârșia Văii Stejerii (cu încă 10 km spre nord) unde este prezent doar echivalentul Formațiunii de Ciuleni cu unele nivele conglomeratice și cu rare moluște marine.

În intervalul lipsit de aflorimente de 2 km până la Stejera și această formațiune dispare, fiind depășită transgresiv la rândul ei de depozitele formațiunii suprajacente (fig. 1).

Gresia de Rakoczy (Priabonian) se dezvoltă în trecere gradată de la Formațiunea de Ciuleni și este constituită în principal din gresii calcaroase, gresii

sandy clays, and

– 50 cm calcareous bioclastic sandstone with mould of eurihaline gastropods belonging to the species *Globularia patula* (LMK.), *Turritella imbricata* (LMK.), *Tibia ampla* (SOL.), and *Cassidaria nodosa* (SOL.) and with rare nummulite tests.

To the east, at Vărai, in a similar position, that is immediately under the *Nummulites perforatus* Level, bivalves such *Pitar* sp., *Glossus* sp., *Corbula gallica* LMK. and, in places, *Sokolowia eszterhazyi* are also to be found. The appearance of some isolate specimens of *Sokolowia eszterhazyi* (as a matter of fact found up to the top of the formation) does not attest here the presence of the *Sokolowia eszterhazyi* Horizon, as interpreted by Mărgărit, Mărgărit (1969), this horizon being transgressively overlapped more southwards.

It is to note that the bank with *Nummulites perforatus* displays a very transgressive character on the whole north-western border of the Transylvania Depression, its surface exceeding the older deposits of the formation to which it belongs.

The **Mortănușa Subgroup** (Bartonian) is about 100 m thick in the section on the Someș Valley and consists on the first 20 m of marls and marly clays with fossiliferous levels, corresponding to the Inucu Formation, overlain by about 75 m of sandy clays and grey clayey sands with rare organic remains, corresponding to the Ciuleni Formation. Due to the absence of the Văleni Limestone (that occurs only in the Gilău Area) to separate them, these two mostly pelitic formations are mapped together. To the north, the marly sequence is loaded with arenitic material, in places becomes more calcareous (up to gritty marly limestone) and preserves its fossil content characterized by the frequent occurrence of the species *Corbula gallica* and *Pycnodonte rarilamella*. The northernmost point in which an equivalent of the Inucu Formation can be recognized is situated more eastwards of the followed lineament, downstream the Valea Chioarului locality, where the *Crassostrea bersonensis* Level, widespread in the Gilău Area (Rusu, 1987), has been identified.

The Mortănușa Subgroup becomes relatively suddenly thinner north of Ciocmani, reaching about 45 m in thickness in front of the Cozla locality (13 km NNE of the classical section) and only 15–20 m towards the spring area of the Stejera Valley (10 km more northwards) where only the equivalent of the Ciuleni Formation with some conglomeratic levels and with sparse marine molluscs is present.

Within the 2 km interval without outcrops up to Stejera this formation also disappears, being transgressively overlapped, in its turn, by the suprajacent formation (Fig. 1).

The **Rakoczy Sandstone** (Priabonian) develops gradually from the Ciuleni Formation and consists



argiloase și nisipuri. Pachetul arenitic gros de 16 m se termină în secțiunea tip de sub Piscuiul Ronei (= dealul Rakoczy) cu un nivel foarte fosilifer peste care urmează încă 3 m de marne cu moluște marine euhaline. Gresia de Rakoczy conține o faună bogată și diversificată de echinide (reprezentanți ai genurilor *Scutellina*, *Eupatagus*, *Sismondia*, *Schizaster*, *Cidaris*), moluște (*Cubitostrea*, *Crassostrea*, *Vulsella*, *Chlamys*, *Panope*, *Lucina*, *Thracia*, *Turritella*, *Globularia* și altele) foraminifere bentonice (în special miliolide, numuliți și alveoline), balanide, crabi etc.

Formațiunea arenitică are spre NNE o grosime constantă de cca. 15 m și își păstrează faciesul tipic prin intercalațiile de gresii calcaroase frecvent bioturbate, cu rare cochilii de bivalve și testuri de *Scutellina*, până pe aliniamentul Fericea-Durușă. La nord de Fericea, pe afluenții de obârșie ai Văii Stejerii Gresia de Rakoczy apare deja într-un facies atipic de nisipuri grosiere până la microrudite, cenușii albicioase, slab sortate, cu rare urme de bioturbație. Aici aceste nisipuri se dispun în succesiune normală peste Formațiunea de Ciuleni. Cu aceeași constituție litologică Formațiunea de Rakoczy se regăsește în afloriment la 2 km spre nord pe Vâlceaua Feței (N de Stejera), unde însă acest pachet de nisipuri marine (15 m grosime) repauzează transgresiv direct peste argilele roșii ale Formațiunii de Jibou (din care remaniază galeți moi), suportând normal ca și în sud Formațiunea de Valea Nadășului de argile roșii și nisipuri continentale (fig. 1).

Identificarea Gresiei de Rakoczy (este adevărat atipică) în zona Stejera dispusă peste Formațiunea de Jibou (cu grosime redusă de numai 30–50 m) face inutilă prezervarea numelui "Strate de Stejăra" prin care Răileanu și Saulea (1956) desemnau un facies marginal cuprinzător de nisipuri cu argile roșii considerat a fi echivalent "Orizontului argilelor cenușii", Gresiei de "Racoți" și Stratelor de Turbuța și așternut direct peste fundamentul metamorfic (fig. 2).

Schema aceasta eronată de corelare a fost preluată ulterior de Mészáros, Ghiurca (1965). Popescu (1984) și Rusu (1987), fără a fi verificată.

De fapt în apropierea masivelor cristaline Țicău și Preluca ajung doar următoarele unități litostratigrafice: Formațiunea de Jibou-continentală. Gresia de Rakoczy-marină (într-un facies marginal nefosilifer, pe alocuri greu de separat de formațiunea suprajacentă) și Formațiunea de Valea Nadășului-continentală (invadată de nisipuri).

Se evidențiază astfel aici o importantă lacună de sedimentare corespunzătoare intervalului ocupat de Formațiunea de Foidaș + Formațiunea de Căpușu + Subgrupul Mortănușă (fig. 2). În concluzie reiese că în timpul Lutetianului terminal și a Bartonianului zonele

mainly of calcareous sandstones, clayey sandstones and sands. The 16 m thick arenitic packet ends in the type section under the Piscuiul Ronei (= Rakoczy Hill) with a quite fossiliferous level overlain by 3 m of marls with euhaline marine molluscs. The Rakoczy Sandstone contains a rich and diversified fauna of echinoids (represented by the genera *Scutellina*, *Eupatagus*, *Sismondia*, *Schizaster*, *Cidaris*), molluscs (*Cubitostrea*, *Crassostrea*, *Vulsella*, *Chlamys*, *Panope*, *Lucina*, *Thracia*, *Turritella*, *Globularia* etc.), benthonic foraminifera (especially miliolids, nummulites and alveolines), balanides, crabs etc). Towards NNE, the arenitic formation is about 15 m thick and it preserves its typical facies by calcareous sandstone intercalations frequently bioturbated, with rare bivalve shells and *Scutellina* tests, up to the Fericea-Durușă lineament. North of Fericea, on the tributaries of the Stejera Valley, the Rakoczy Sandstone already occurs in an atypical facies of coarse sands up to microrudites, of a grey-whitish colour, poorly sorted, with rare bioturbation traces. Here, these sands normally overlie the Ciuleni Formation. The Rakoczy Formation occurs, with the same lithologic constitution 2 km to the north, in an outcrop of the Vâlceaua Feței (north of Stejera), where the pile marine sands (15 m thick) rests directly transgressive on the red clays of the Jibou Formation (from which clay balls are reworked) and is normally overlain, as in south, by the Valea Nadășului Formation with continental red clays and sands (Fig. 1).

The identification of the Rakoczy Sandstone (an atypical one) in the Stejera zone overlying the Jibou Formation (only 30–50 m thick) makes useless the preservation of the name "Stejăra Beds", according to Răileanu and Saulea (1956), which designated a marginal facies including sands with red clays considered to be the time equivalent of the "Grey Clays Horizon", the "Racoți" Sandstone and Turbuța Beds, directly overlying the metamorphic basement (Fig. 2).

This erroneous correlation scheme has been taken over by Mészáros, Ghiurca (1965), Popescu (1984) and Rusu (1987) without any verification.

As a matter of fact, in the vicinity of the Țicău and Preluca crystalline massifs only the following lithostratigraphic units are to be found: Jibou Formation-continental, Rakoczy Sandstone-marine (in a non-fossiliferous marginal facies, in places unseparable from the suprajacent formation) and Valea Nadășului Formation-continental (invaded by sands).

Thus a significant sedimentary gap, corresponding to the interval occupied by the Foidaș Formation + Căpușu Formation + Mortănușă Subgroup (Fig. 2) can be rendered evident. In conclusion, it seems obvious that during the terminal Lutetian and the Bartonian the Țicău and Preluca zones functioned Țicău și Preluca funcționau ca domenii emerse de pe



care cea mai mare parte a stivei de argile roșii continentale de tip Jibou a fost îndepărtată prin eroziune.

emerged as realms from which most of the pile of continental red clays of Jibou type cropped out to the erosion.

Răileanu & Saulea, 1956		Mészáros & Ghiurca, 1965		Popescu, 1984		Rusu (this work)		Age
Rona	Stejera	Valea Chioarului	Stejera	Rona - Turbuța	Stejera	Rona - Turbuța	Stejera	
Seria calcaroasă recifală		Seria calcarelor eocene superioare		Cozla Limestone		Cozla Limestone		Priabonian
Strate de Turbuța	Strate de STEJERA	Complexul vârgat superior	Strate de STEJERA	Turbuța Formation	STEJERA Formation	Turbuța Formation	Valea Nadășului F.	
Gresia de Racoți		Gresia de Racoți		Racoți Sandstone		Rakoczy Sandstone		Bartonian
Orizontul argilelor cenușii		Orizontul marelui și argilelor nisipoase cu Ostrea		Mortănușa Marls		Mortănușa Subgroup		
Bancul cu Numm. perforatus		Orizontul marelui și calcarelor cu moluște		Căpuș Beds		Căpuș Formation		Paleocene - Lutetian
Orizontul gipsului inferior și al marmocalcarelor cu Anomia		Orizontul cu Numm. perforatus		Lower Gypsum Formation		Foidaș Formation		
Seria argilelor vârgate inferioare		Complexul vârgat inferior		Jibou Formation		Jibou Formation		
Sisturi cristaline		Cristalin		Pre - Paleogene Basement		Pre - Paleogene Basement		

Fig. 2 – Schema de corelare a depozitelor eocene din regiunea Turbuța-Stejera.
Correlation schemes of the Eocene deposits in the Turbuța-Stejera region.

References

- Hofmann, K. (1879) Bericht über die im östlichen Theile des Szilágyer Comitatus während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen. *Földt. Közl.*, IX, 5-6, p. 231-283, Budapest.
- Koch, A. (1894) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile. I Paläogene Abtheilung. *Mitth. Jahrb. kgl. ung. geol. Anst.*, X, 6, p. 177-399, Budapest.
- Mărgărit, G., Mărgărit, M. (1969) Date noi cu privire la orizontarea Eocenului din Valea Chioarului (Bazinul Transilvaniei) *St. cerc. geol., geogr., Geologie* 14, , 1. p. 253-260, București.
- Mészáros, N, Ghiurca, V. (1965) Paleogenul dintre masivele Țicău și Preluca. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, Geol.-Geogr.*, 2, p. 29-43, Cluj.
- Popescu, B.M. (1984) Lithostratigraphy of cyclic continental to marine Eocene deposits in NW Transilvania, Romania. *Arch. Sc. Genève*, 37, 1, p. 37-73, Geneva.
- Răileanu, Gr., Saulea, E. (1956) Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (NW bazinului Transilvaniei). *An. Com. Geol.*, XXIX, p. 271-308, București.
- Rusu, A. (1987) Ostrea Biohorizons in the Eocene of the North-West Transylvania (Romania). In "The Eocene from the Transylvanian Basin", p. 175-182, Cluj-Napoca.
- Rusu, A. (1995) Eocene formations in the Călata region (NW Transylvania): a critical review. *Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, 76, p. 59-72, București.



NOTĂ ASUPRA GEOLOGIEI REGIUNII CUPRINSE ÎNTRE VALEA TELEJENELULUI-CULMEA CĂMAȘII ȘI VALEA TELEAJENULUI NOTE ON THE GEOLOGY OF THE REGION BETWEEN THE TELEJENEL AND TELEAJEN VALLEYS (EASTERN CARPATHIANS)

Doru BĂDESCU

Cercetările geologice efectuate în cadrul foi Bâsca Chiojdului în cursul anului 1996 au cuprins, în exclusivitate, depozite sedimentare. Acestea aparțin la trei unități tectonice ale flișului din zona de curbură a Carpaților Orientali. Este vorba (de la interior spre exterior) de pânza de Ceahlău, pânza de Bobu și pânza Flișului Curbicortical (fig.). Primele două pânze de șariaj au fost amplasate în Cretacicul superior, cea de-a treia, pânza Flișului Curbicortical, a fost pusă în loc în decursul tectogenezelor Miocen inferioare.

A. Pânza de Ceahlău

Este cea mai internă pânză de șariaj din zona cercetată. Conform lui Săndulescu (1984) formațiunile sedimentare ale pânzei de Ceahlău aparțin digitației Bratocea-Durău. Conform lui Ștefănescu (1976) digitația este ridicată la rang de pânză de șariaj acest autor reintroducând termenul de pânza de Bratocea propus de Popescu (1958).

Depozitele sedimentare aparțin la trei formațiuni: stratele de Comarnic, flișul marnos-ruginiu și conglomeratele de Bucegi.

Stratele de Comarnic (Barremian) sunt reprezentate de calcarenite gălbui cu structura laminară precum și de gresii cenușii, convolute. Vârsta barremiană le-a fost atribuită pe baza faunei de amoniți (*Barremites difficila*, *Pulchellia schlumbergeri*, *Ananmulina fumisusina*, *Lapoceras bayrichi*) descrisă de Patrulius (1952) și Ștefănescu et al., (1965).

Flișul marnos-ruginiu (Barremian-Aptian) urmează în continuitate de sedimentare peste stratele de Comarnic. Flișul debutează cu un nivel de cca 100 m grosime de gresii masive și breccii cu elemente de calcare și șisturi cristaline. Urmează un fliș calcaros ruginiu în ritmuri turbiditice de 20-30 cm. Grosimea întregii formațiuni a flișului marnos-ruginiu este de cca. 300 m.

Conglomeratele de Bucegi (Albian) sunt reprezentate de gresii grosiere și conglomerate cu elemente de calcare și roci metamorfice de tipul celor din unitățile Dacidelor mediane (zona cristalino-mezozoică). Aceste roci alcătuiesc în întregime

The field research work for drawing up the Bâsca Chiojdului sheet had also in view the sedimentary deposits of the zone between the Telejenel and Teleajen valleys. Between these two valleys three nappes sedimentary deposits are cropping out (from west to east): Ceahlău Nappe, Bobu Nappe and Convolute Nappe (Fig.). All these are flysch sedimentary formations and belong to the Lower to Upper Cretaceous. The purpose of this short paper is to comment the stratigraphic and tectonic aspects of the region.

STRATIGRAPHY

A. The Ceahlău Nappe

This nappe is the most internal tectonic unit in the area. According to Săndulescu (1984) the sedimentary formations belong to the Bratocea-Durău tectonic subunit. Ștefănescu (1976) considers that this subunit could be assimilated with the Bratocea thrust nappe in the sense of Popescu (1958).

The sedimentary deposits belong to the three formations: Comarnic Beds, Marly-rusty Flysch and Bucegi Conglomerates.

Comarnic Beds (Barremian) are represented by yellowish laminated calcarenites and grey convolute sandstones. The Barremian age is proved by the ammonites fauna with *Barremites difficila*, *Pulchellia schlumbergeri*, *Ananmulina fumisusina* and *Lapoceras bayrichi* (Patrulius, 1952; Ștefănescu et al., 1965).

Marly-rusty Flysch (Barremian-Aptian) follows conformably the Comarnic Beds. The flysch deposits starting with massive coarse sandstones and breccias (100 m) with reworked elements of Jurassic limestones and metamorphic rocks originated in the more internal thrust nappes i.e. the Median Dacides. This detrital episode is followed by a rusty calcareous flysch with 20-30 cm thick turbidites rhythms. The whole formation of the marly-rusty flysch has 300 m.

Bucegi Conglomerates (Albian) are represented by coarse sandstones and conglomerates. The consti-



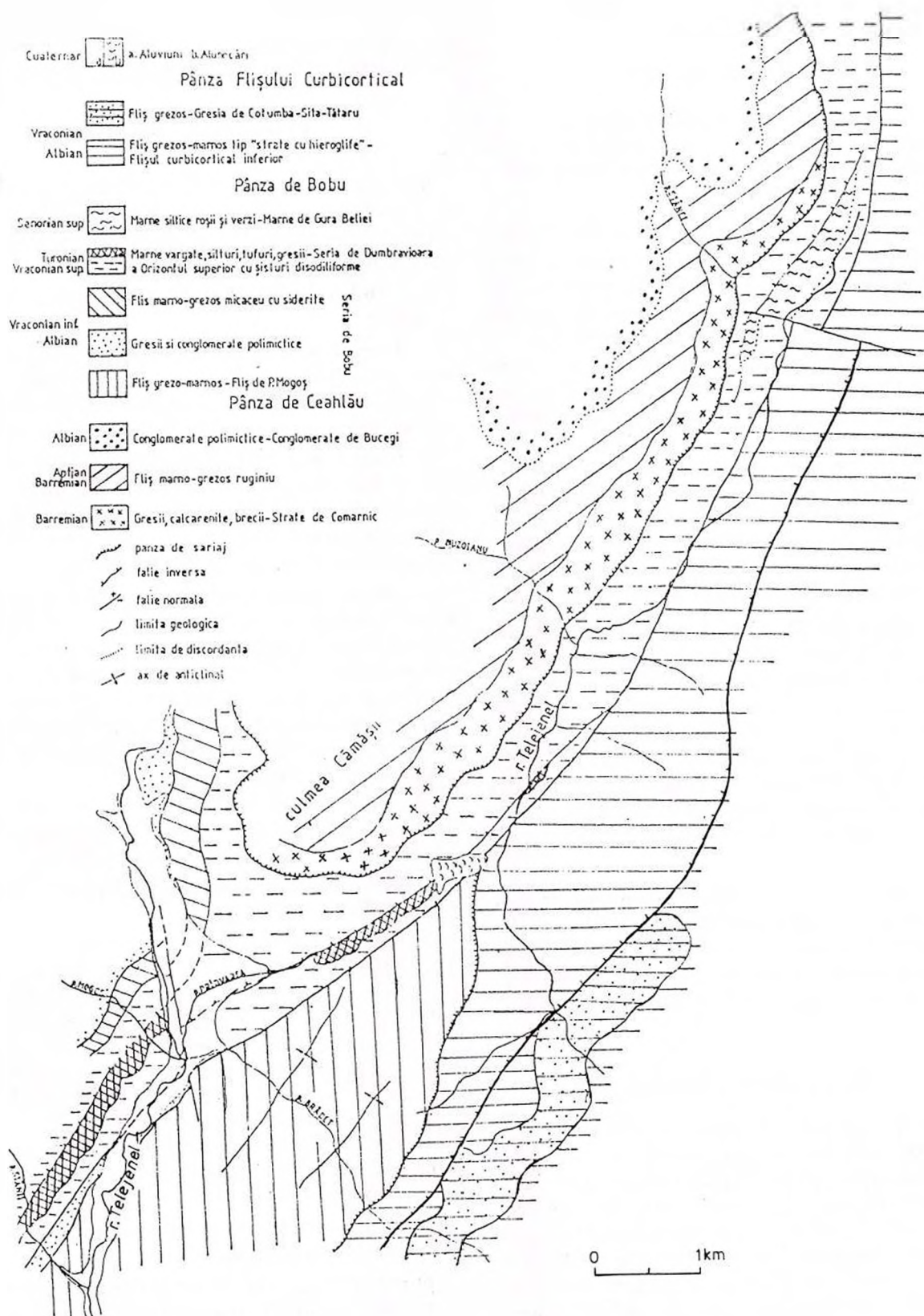


Fig. - Harta geologică a regiunii cuprinse între R. Teleajen-Culmea Cămașii-R. Telejnel (D. Bădescu).

muntele Zăganu. Vârsta le-a fost atribuită prin paralelizare cu depozitele similare care afluează pe valea Prahovei.

B. Pânza de Bobu

Această pânză este încălecată de pânza de Ceahlău și cuprinde depozite sedimentare cretacice. Au fost separate cinci formațiuni, primele trei alcătuind seria de Bobu (Popescu, 1958).

1. Seria de Bobu (Albian-Vraconian inferior)

a. **Flișul de Pârâul Mogoș** este un fliș tip "strate cu hieroglifă" alcătuit, în general, din gresii curbicortice și silturi și argile cenușii. Uneori gresiile devin dominante așa cum se întâmplă pe valea Brădet.

b. **Orizontul grezos-conglomeratic** se prezintă în bancuri metrice. Este alcătuit din gresii micacee, nisipoase și conglomerate cu elemente de cuarț, calcare și silturi cristaline.

c. **Flișul marnos-grezos** este ultimul orizont al seriei de Bobu și este un fliș tip "strate cu hieroglifă" deseori însoțit de concrețiuni de marnocalcare sideritice. Atât gresiile cât și pelitele sunt bogate în muscovit, sursa acestuia fiind cordiliera intrabazinală perimoldaviană situată în estul bazinului (Săndulescu, 1984).

2. **Seria de Dumbrăvioara (Vraconian superior-Turonian)** este o formațiune preponderent pelagică. Este alcătuită, în principal, din marne siltice roșii și verzi. Apar de asemenea gresii subțiri, centimetrice, cu hieroglifă. Pe valea Pridvarea, în câteva locuri, au fost întâlnite și tufuri vulcanice alb-verzii. Ca un orizont reper este de remarcat prezența unor gresii și argile negre bituminoase. Pe baza acestuia s-a pus în evidență o falie inversă în cadrul pânzei de Bobu.

Marnele de Gura Beliei (Campanian superior-Maastrichtian inferior) sunt cele mai noi formațiuni sedimentare din cadrul pânzei de Bobu. Ele afluează pe o suprafață foarte redusă în bazinul Teleajenului și sunt reprezentate de marne siltice roșii și verzi.

C. Pânza Flișului Curbicortical

Încălecată de pânza de Bobu, această unitate tectonică este cea mai externă (estică) din zona cercetată. Din seria tipică a flișului curbicortical respectiv flișul curbicortical inferior, gresia de Cotumba-Sita-Tătaru și flișul curbicortical superior, în regiunea studiată nu apar deschise decât primele două subdiviziuni. Acestea se încadrează, pe baza asociațiilor de microforaminifere și de nannoplancton recoltate în anii precedenți (Ștefănescu et al., 1992), în intervalul albian-vraconian.

tutive elements are from Median Dacides and are represented mainly by limestones and metamorphic rocks.

The Bucegi Conglomerates have good outcrops in the Zăganu mountains. The Albian age was established in the well-studied region of the Prahova Valley.

B. The Bobu Nappe

This nappe is overthrust by the Ceahlău Nappe and it is formed by Cretaceous sedimentary formations. There were separated five stratigraphic units, the first three belonging to the Bobu Formation.

1. Bobu Formation (Albian-Lower Vraconian)

a. **Pârâul Mogoș Flysch** is typical "hieroglyphic beds" type flysch. It consists of convolute sandstones and grey silts, silty marls and shales. Sometimes the sandstones are dominant like in the Brădet Valley.

b. **Sandstones and conglomerates horizon** consists of thick-bedded coarse rocks. Generally, these coarse rocks are represented by micaceous sandstones and conglomerates with quartz fragments or lithic elements of limestones and metamorphic rocks.

c. **Marly-sandy horizon** is the last one of the Bobu Formation. It is a "hieroglyphic beds" type flysch with frequent intercalations of rusty marls rich in iron carbonate. Both the sandstones and the pelites are rich in muscovite originating in the Perimoldavian intrabasinal cordillera (Săndulescu, 1984). This cordillera was situated in the eastern part of the Bobu Cretaceous sedimentary basin.

The Albian-Lower Vraconian age of the Bobu Formation was established by regional correlation and by the presence of several fossils (Popescu, 1958).

2. Dumbrăvioara Formation (Upper Vraconian-Turonian)

The Dumbrăvioara Formation is represented by a pile of finer pelagic rocks i.e. usually grey-greenish silty marls subordinately red ones and thin-bedded sandstones (1-15 cm). In several places on the Pridvarea Valley white and green volcanic tuffs have been. In the upper part of the Dumbrăvioara Formation a good marker can be distinguished; that is a bituminous shales and sandstones horizon.

The Dumbrăvioara Formation age was determined by micropaleontological assemblages (Ștefănescu et al., 1992; Bădescu et al., 1996).

3. Gura Beliei Marls (Upper Campanian-Lower Maastrichtian)

Gura Beliei Marls are the most recent sedimentary formation and crop out on a restricted area only in the Teleajen Valley. They are represented by a thin pile of green and red silty marls. The age was determined



a. **Flișul curbicortical inferior** este reprezentat, ca în multe zone ale Carpaților Orientali, de un fliș tip "strate cu hieroglife" marnos-grezos sau grezos-marnos. Gresiile sunt cenușii sau cenușii-cafenii deoseori curbicortical (intervalul Tc, *sensu* Bouma-1962). Pelitele sunt ruginii și cenușii. Uneori apar intercalații de gresii decimentrice, fără ca acestea să poată fi separate cartografic.

b. **Gresia de Cotumba-Sita-Tătaru** este un fliș grezos, cu bancuri de gresii de 1-3 m. Uneori apar și intercalații de ordinul metrilor de fliș tip "strate cu hieroglife" asemănătoare celor din flișul curbicortical inferior.

D. Elemente structurale

Pânza de Ceahlău are un profil al planului de șariaj festonat descriând un cap tectonic în Culmea Cămășii. Astfel formațiunile sedimentare ale pânzei de Bobu apar într-o semifereastră tectonică de dimensiuni mari. Ea depășește limitele regiunii cercetate.

În cuprinsul pânzei de Bobu a fost pusă în evidență o falie ce afectează seria de Dumbrăvioara. Un accident tectonic important, dar interpretat diferit, este cel care aduce în contact depozitele pânzei de Bobu cu cele ale pânzei Flișului Curbicortical. După Ștefănescu et al. (1992) acest accident are caracterele unei încălecări ale formațiunilor mai noi ale pânzei de Bobu (seria de Dumbrăvioara) peste cele mai vechi (flișul curbicortical inferior) ale pânzei Flișului Curbicortical. În această situație ar fi vorba de o remobilizare miocen inferioară de tip "out-of-sequence" a pânzei de Bobu, știut fiind că vârsta șariajului principal al acesteia este cretac superioară. Conform lui Săndulescu (1984), în fapt este vorba de o falie listrică, care la nord de valea Buzăului pătrunde în corpul principal al pânzei Flișului Curbicortical. Aceasta ar demonstra vârsta post-șariaj a faliei precum și caracterul ei de falie normală cu flancul vestic coborât.

Structura pânzei Flișului Curbicortical este în general simplă, de tip plicativ. S-a pus în evidență, totuși, o falie inversă de dimensiuni mari care încăleacă gresia de Cotumba-Sita-Tătaru peste formațiunea flișului curbicortical inferior. Aceasta poate fi urmărită din bazinul văii Teleajenului, spre nord, în bazinul văii Teleajenului.

by nanoplankton assemblages (Melinte in Ștefănescu et al., 1992).

C. The Convolute Flysch Nappe

This nappe is the lowermost tectonic unit in this region. The sediments belong to the Convolute Flysch Formation well known along all the Eastern Carpathians. From the three lithological units i.e. the Lower Convolute Flysch horizon, the Cotumba-Sita-Tătaru sandstone horizon and the Upper Convolute Flysch horizon, in the region under discussion only the first two horizons were described. Based on the microfauna described by Ștefănescu et al., 1992 and Bădescu et al., 1996 the age of the Lower Convolute Flysch and the Cotumba-Sita-Tătaru horizons is Albian-Vraconian.

a. The Lower Convolute Flysch horizon

This horizon is represented by a typical "hieroglyphic beds" type flysch. It can be marly-sandy or sandy-marly flysch. The predominant color is grey. A characteristic of this flysch is the well-developed Tc turbidite interval (*sensu* Bouma, 1962).

b. The Cotumba-Sita-Tătaru Sandstone horizon

Following the Lower Convolute Flysch horizon a thick pile of sandy flysch is developed. The sandstones are thick bedded (1-3 m) and sometimes can support tens of meters of marly-sandy flysch intercalations.

TECTONICS

The geological structure is dominated by thin-skinned tectonics and it is represented by three thrust sheets: the Ceahlău Nappe, the Bobu Nappe and the Convolute Flysch Nappe.

The Ceahlău Nappe has gentle dipping of the thrust plane. For this reason the Ceahlău Nappe described a well-developed tectonic head in the Culmea Cămășii hill.

The internal structure of the Bobu Nappe is complicated by the presence of a thrust fault which affected the Dumbrăvioara Formation. The tectonic contact between the Bobu Nappe and the Convolute Flysch Nappe can be interpreted in two ways. Ștefănescu et al. (1992) consider that the sedimentary formations of the Bobu Nappe (the Dumbrăvioara Formation) are overthrust on the deposits of the Convolute Flysch Nappe (the Lower Convolute Flysch horizon). In this interpretation the only solution to explain such a tectonic contact is to accept that the Upper Cretaceous thrust tectonics (responsible for the emplacement of the Bobu Nappe) was followed, probably during Lower Miocene, by an out-of-sequence (*sensu* Ménard, 1987) reactivation of the Bobu Nappe. According to Săndulescu



(1984) the tectonic contact between these two nappes is represented by a normal listric fault which cut the older Upper Cretaceous thrust plane of the Bobu Nappe.

The structure of the Convoluted Flysch Nappe is dominated by minor synclines and anticlines. A well-developed thrust fault, with an SW-NE strike, overthrusts the Lower Convoluted Flysch horizon on the Cotumba-Sita-Tătaru horizon.

References

- Bădescu, D., Melinte, M., Băceanu, I. (1995) Elaborarea hărților naționale geologice, hidrogeologice, metalogenetice și geofizice, scara: 1:50.000, foaia Bâsca Chiojdului. Arhiva I.G.R., p. 10, București.
- , D., Melinte, M., Băceanu, I. (1996) Elaborarea hărților naționale geologice, hidrogeologice, metalogenetice și geofizice, scara: 1:50.000, foaia Bâsca Chiojdului. Arhiva I.G.R., p. 8, București.
- Bouma, A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits - a graphic approach to facies interpretation. Elsevier Publishing Company, p. 168, Amsterdam.
- Ménard, G. (1987) L'équilibre des coupes géologiques. Atelier GET, p. 158, Grenoble.
- Popescu, Gr. (1958) Contribuții la stratigrafia fișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului, cu privire specială asupra văii Teleajenului. *Studii și cercetări de geologie, Acad. R.P.R.*, Tom III, nr. 3-4, București.
- Săndulescu, M. (1984) Geotectonica României. Editura tehnică, p. 336, București.
- Ștefănescu, M. (1976) O nouă imagine a structurii fișului intern din regiunea de curbură a Carpaților. *D.S. Inst. Geol.*, LXII/5, p. 257-279, București.
- , M., Constantin, P., Ivan, V., Ștefănescu, M., Melinte, M. (1992) Elaborarea hărților naționale geologice, hidrogeologice, metalogenetice și geofizice, scara: 1:50.000, foaia Bâsca Chiojdului. Arhiva I.G.R., p. 9, București.



**DATE NOI STRATIGRAFICE ȘI STRUCTURALE ÎN PARTEA DE
VEST A GRABENULUI REMEȚI (MUNȚII PĂDUREA CRAIULUI)
NEW STRATIGRAPHICAL AND STRUCTURAL DATA FROM
THE WESTERN PART OF THE REMEȚI GRABEN
(PĂDUREA CRAIULUI MOUNTAINS)**

Sever BORDEA, Gheorghe MANTEA

Cercetările întreprinse în ultimii ani în teritoriul situat la nord-vest de Stațiunea Stâna de Vale, în sectorul vestic al Grabenului Remeți, au permis acumularea de noi date stratigrafice și structurale. Au fost puse în evidență două entități structurale: Unitatea de Bihor, cunoscută și din cercetările anterioare, și Pânza de Arieșeni, recunoscută de noi în partea de vest a Grabenului Remeți, pe valea Sohodol. Coloana litostratigrafică a Unității de Bihor cuprinde formațiuni cristalofiliene (Seria de Someș), permieni, triasice, jurasice și eocretacice.

Depozitele permieni, care afluorează între văile Soimuș și Sohodol, se dispun discordant pe formațiunile cristalofiliene ale Seriei de Someș. Ele sunt reprezentate prin formațiuni fluviatil-continentale de grosimi ce variază între 150–350 m. În cuprinsul depozitelor permieni au putut fi deosebiți doi termeni: unul bazal, constituit din gresii vermiculate, și unul superior, constituit din breccii roșii cu rare intercalații de cinerite.

Skythianul este reprezentat prin gresii cuarțitice și conglomerate, rar argile șistoase roșii la partea superioară; el are o grosime de 150 m. Formațiunea este transgresivă pe depozitele permieni putând sta direct pe Seria de Someș.

Succeșiunea tip a Anisianului din Munții Pădurea Craiului, cuprinde, în zonă, trei termeni: Dolomitul inferior (cenușiu, gros de cca 80 m), Calcarul de Bucea (micrite cenușiu-închise, stratificate, cu zone dolomitizate și cu grosimi de aproximativ 400 m) și Dolomitul superior (alb, stratificat cu grosimi de cca 250 m). Acești termeni constituie Formațiunea de Crișul Repede. Formațiunea de Lugaș prezintă în alte sectoare ale Pădurii Craiului, nu apare în zona cercetată.

Depozitele anisian superior-carnian inferioare sunt constituite din calcarul de Wetterstein: aceste calcare sunt bine dezvoltate la izvoarele Soimușului stâng și ale Sohodolului. Sunt calcare albe, recifale, uneori stratificate; grosime 200 m.

Formațiunea de Scărița, reprezentând Triasicul superior, o menționăm pentru prima dată în Munții Pădurea Craiului, ea fiind cunoscută numai în Munții

The latest geological investigations of the territory situated north-west of the holiday resort Stâna de Vale (western part of the Remeți Graben) have permitted the accumulation of new stratigraphical and structural data. Two structural entities have been pointed out: Bihor Unit and Arieșeni Nappe, the latter being recognized by us in the western part of the Remeți Graben in the Sohodol Valley.

The lithostratigraphical column of the Bihor Unit comprises crystalline formations (Someș Series) and sedimentary formations having sometimes volcanic intercalations, belonging to the Permian, Triassic, Jurassic and Early Cretaceous.

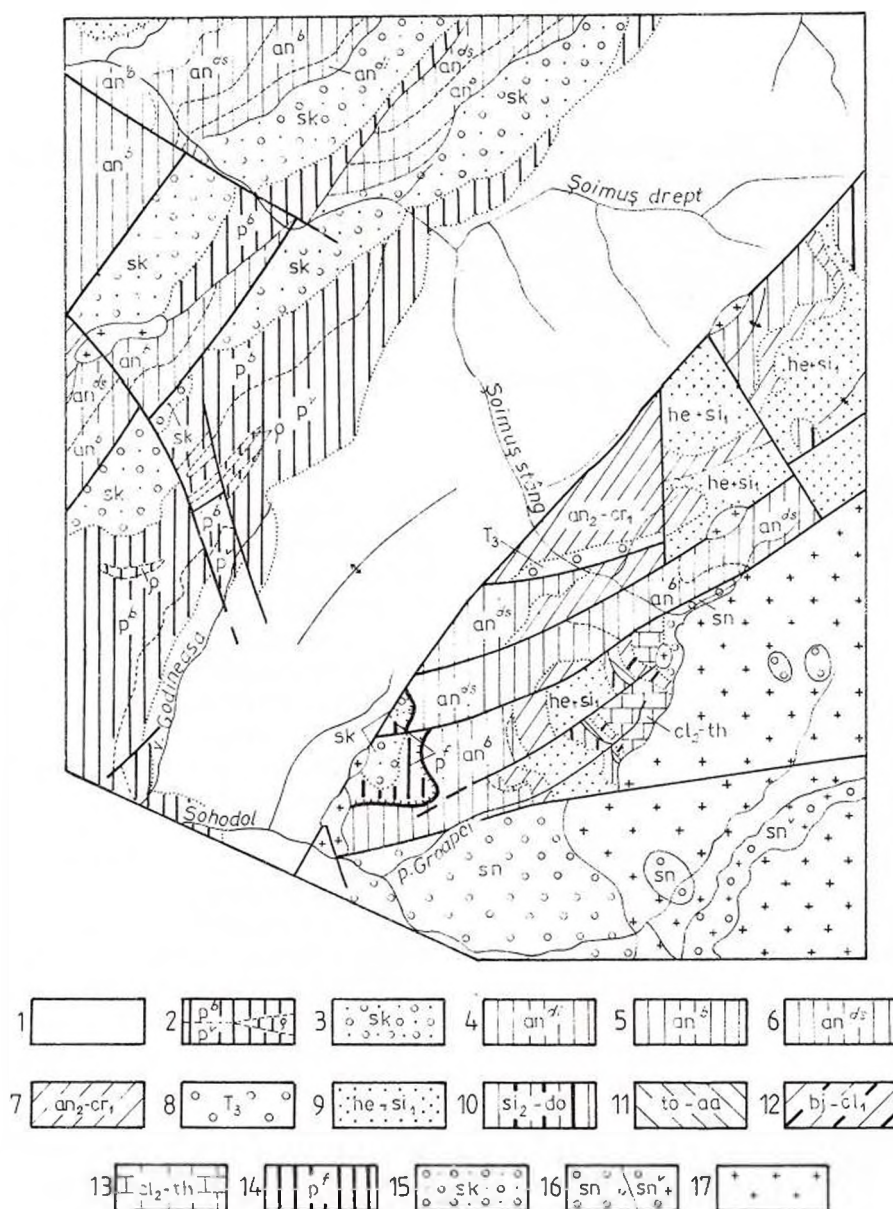
The Permian formations crop out in the zone between the Soimuș and Sohodol Valleys, and lie discordantly on crystalline rocks of the Someș Series. Having a thickness of 150–350 m, they are represented by fluvial continental formation. The Permian formations are made up by two members: at the base vermiculate sandstones are present, the second member being represented by red breccias, sometimes with scarce intercalations of ignimbritic rhyolite tuffs.

The Skythian, constituted by quartzitic conglomerates and sandstones with rare red schists shale at the upper part of the succession is 150 m in thickness and rests discordantly on the Permian formations or even directly on crystalline rocks of the Someș Series.

The type succession of the Anisian known in the Pădurea Craiului Mountains is represented, in western part of Remeți Graben, by the Crișul Repede Formation. This formation is made up of three members: Lower Dolomite (grey dolomites which have 80 m in thickness, Bucea Limestone (grey-blackish micrites, stratified, partly dolomitized, 400 m in thickness) and Upper Dolomite (white stratified dolomites which have 250 m in thickness). The Lugaș Formation does not appear in the western part of the Remeți Graben.

The Wetterstein Limestone (Upper Anisian-Lower Carnian) is represented by white, reefal, sometimes stratified biomicrites, pelmicrites, calcarenites of wackestone type, and frequent reddish breccias. This





HARTA GEOLOGICĂ A PĂRȚII DE VEST A GRABENULUI REMEȚI. Sc. 1:50.000. GEOLOGICAL MAP OF THE WESTERN PART OF THE REMEȚI GRABEN. Sc. 1:50.000.

Bihor Unit. 1. Upper Precambrian - Someș Series; 2. Permian - ignimbritic rhyolites (ρ) bearing vermiculite sandstones (p'') and breccias (p^b); 3. Skythian - quartzitic sandstones (sk); 4., 5., 6. Anisian - Crișul Repede Formation: Lower Dolomite (an^{dl}), Bucea Limestone (an^b), Upper Dolomite (an^{ds}); Upper Anisian-Lower Carnian - Wetterstein Limestone (an_2-cr_1); 8. Upper Triassic - Scărița Formation (T_3); 9. Hettangian-Lower Sinemurian - Gresten Sandstone ($he+si_1$); 10. Upper Sinemurian-Domerian - Gresten Limestone (si_2-do); 11. Toarcian-Aalenian - marls and marly limestones, spotted limestones ($to-aa$); 12. Bajocian-Lower Callovian - limestones and siltites, Entolium bearing limestones, brown nodules bearing limestones ($bj-cl_1$); 13. Middle Callovian-Tithonian - Farcu Limestone and Cornet Limestone (cl_2-th); **Arieșeni Nappe**, 14. Permian - Feldspathic Formation (p^f); 15. Skythian - quartzitic sandstones (sk); **Post-tectonic Formations**, 16. Senonian - conglomerates, sandstones, marls, shales (sn) and Vulcano-sedimentary Formation (sn^v); **Alpine Subsequeute Magmatites (Banatites)**, 17. Rhyolites, granites and porphyric microgranites.



Rocile care constituie această formațiune au fost observate în zona de izvoare a Șoimușului stâng constituind o fâșie lată de 150–200 m și lungă de 1 km. Formațiunea este alcătuită din argile șistoase, adesea foiase, cărămizii, micacee, în care apar gresii cuarțitice sau calcare deschise la culoare. La diferite nivele se intercalează lentile de microbrecii calcaroase cu ciment argilos roșu. Grosimea formațiunii este de cca 80 m.

Depozitele jurasice întâlnite în partea de vest a Grabenului Remeți, sunt asemănătoare cu cele prezente în restul Munților Pădurea Craiului. Hettangian-Sinemurianul inferior este reprezentat prin "Gresia de Gresten" care are o grosime de 200 m. Sinemurianul superior-Domerianul este constituit din calcare encritice, grezoase, roșcate și cenușii, și calcare marnoase, (Calcarul de Gresten) în care apar bivalve, belemniti și amoniți. Grosimea depozitelor este de cca 50 m. Toarcian-Aalenianul este reprezentat prin marne și calcare marnoase cu concrețiuni fosfatice (Fleckenmergel) și calcare negricioase cu pete gălbui care în zonă cuprind fragmente de amoniți și belemniti nedeterminabili. Grosimea depozitelor este de maxim 40 m. Bajocian-Callovianul inferior este constituit din calcare spatice cu entolium, calcare cu noduli bruni și calcare cu ooid feruginoase, toate nedepășind 10 m grosime. Callovian mediu-Tithonianul apare în zonă numai la izvoarele Văii Groapei, fiind considerat de cercetătorii anteriori "Calcar de Wetterstein". De altfel, întreaga succesiune jurasică descrisă mai sus, și care apare pe Valea Groapei, afluent drept al văii Șohodol, a fost raportată Triasicului.

Jurasicul superior este constituit din calcare recifale "de tip Stranberg", în bază cuprinzând și calcare "de tip Farcu" ambele puternic transformate la contactul cu magmatitele subsecvente alpine (banatite). Sunt calcare cenușiu-deschise care conțin resturi de echinoderme, briozoare și alge calcaroase.

Direct pe formațiunile Unității de Bihor, menționate mai sus, la nord de izvoarele văii Șohodol, se dispun formațiuni permieni și skythiene care formează un lambou, lamboul "Șohodol", ce aparține Pânzei de Arieșeni. Depozitele permieni sunt reprezentate prin conglomerate violacee sau verzui, cu elemente nesortate, și prin gresii cu feldspați alterați. Considerăm că aceste depozite aparțin "Formațiunii gresiilor feldspatice". Depozitele skythiene, reprezentate prin gresii cuarțitice dure, rar conglomerate, acoperă discordant pe cele permieni din "lamboul Șohodol".

Formațiunile post-tectonice comportă depozite senoniene de facies Gosau și o formațiune vulcanosedimentară care atestă debutul proceselor magmatice în intervalul raportat Senonianului superior, respectiv Maastrichtianului.

Magmatitele subsecvente alpine (banatitice) care aparțin Masivului eruptiv al Vlădeșei cuprind o gamă

limestone recognized in the sources zone of the Bihor Șoimușul Stang and Șohodol Vallys is 200 m thick.

The Scărița Formation (Upper Triassic), known in the Bihor Mountains, is recognized for the first time in the Pădurea Craiului Mountains by us. This formation appears in the sources zone of the Șoimușul Stang Valley as a strip 150–200 m wide and 1 km long. It is made up of schistose shale, frequently foliated, brick-red in colour, micaceous, quartzitic sandstones and white light limestones. Sometimes, calcareous breccias lenses with a red argillaceous matrix appear as intercalations. The thickness of the Scărița Formation is approximately 80 m.

The Jurassic is represented by the Lower, Middle and Upper Jurassic. The Early Jurassic comprises, in fact as the rest of Pădurea Craiului Mountains and the Bihor Mountains too, in the Lower part of the succession a detrital formation ("Gresten Sandstone") made up of quartzitic conglomerates and sandstones, associated with rare argillaceous intercalations. It is distributed to Hettangian-Lower Sinemurian and is 200 m in thickness. The following formation ("Gresten Limestone"), which assigns the Upper Sinemurian-Domerian age, is made up of encrinitic limestones, reddish and greyish in colour, and bivalves (*Gryphaea gigantea*), belemnites (*Belemnites paxilosus*), and ammonites bearing marly limestones.

Toarcian-Aalenian is represented by grey-blackish silty marls, phosphatic nodules bearing indurated grey-blackish marly limestones of Fleckenmergel type associated with yellowish spots bearing blackish limestones containing ammonites and belemnites fragments. The thickness of this marly formation is not more than 40 m.

Middle Jurassic is represented by Entolium bearing spathic packstone, brown nodules bearing grey micrites and ooidic ferruginous wacke-stones, the entire succession having approximately 10 m in thickness. These deposits belong to the Bajocian-Lower Callovian interval and appear in the source area of the Groapei Valley.

Middle Callovian-Tithonian appears in the source area of the Groapei Valley. The limestones included in this interval have been considered by former researchers as Wetterstein Limestones. As a matter of fact the entire Jurassic succession already presented by us and which appears in the Groapei Valley was assigned formerly to the Triassic.

Upper Jurassic is constituted of reefal limestones developed under a Stranberg facies which are represented at the base of succession by the Farcu Limestone. The Upper Jurassic limestones (micrites, pelmicrites, calcarenites of wackestone type, etc.) are strongly metamorphosed by alpine magmatites (banatites). They are grey light limestones and contain



variata de roci ce nu fac obiectul cercetărilor noastre.

În concluzie trebuie remarcat faptul că în succesiunea depozitelor triasice, la partea lor superioară, este prezentă și în Munții Pădurea Craiului, ca și în Munții Bihor. "Formațiunea de Scărița" care reprezintă Triasicul superior. De asemenea este de subliniat că o serie de succesiuni stratigrafice, considerate de antecercetători de vârstă Triasică, au fost identificate de noi ca aparținând terenurilor jurasice.

echinoderm entrocs, hydrozoans, bryozoans and calcareous algae fragments. North of the sources of the Sohodol Valley, directly on the Bihor Unit rest Permian and Skythian formations belonging to the Arieșeni Nappe and known as the Sohodol Outlier.

The Permian is represented by violaceous or green conglomerates and altered feldspathic sandstones and which made up the Feldshathic Sandstones Formation. The Skythian formations are represented by quartzitic hard sanstones and rare conglomerates, which cover discordantly the Permian formations.

The Post-tectonic Formations are represented by a Senonian succession developed under Gosau facies, and a volcano-sedimentary formation, the last attesting the beginning of the magmatic process during the Maastrichtian interval. Subsequent alpine magmatites (Banatites) which belong to Vlădeasa Eruptive Massive comprise a various range of rocks.

As conclusion is pointed out the presence at the upper part of Triassic succession of the Scărița Formation (Upper Triassic) recognised for the first time by us into Pădurea Craiului Mountains. At the same time we remark that some stratigraphic successions considered by the former researchers as Triassic have been assigned by us to Jurassic.

References

- Ianovici, V., Borcoș, M., Bleahu, M., Patrulius, D., Lupu, M., Dimitrescu, R., Savu, H. (1976) *Geologia Munților Apuseni*. Ed. Acad. RSR, București.
- Patrulius, D. (1972) Permianul de Bihor (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.*, LVIII, 4, București.
- Popa, E. (1981) La biostratigrafie des formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului (Monts Apuseni). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVIII, București.
- Preda, I. (1962) *Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad (Munții Pădurea Craiului)*, Ed. Acad. RPR, București.



HIDROSTRATIGRAFIA DEPOZITELOR NEOGENE DIN PARTEA CENTRALĂ A BAZINULUI DACIC HYDROSTRATIGRAPHY OF THE NEOGENE DEPOSITS FROM THE CENTRAL DACIC BASIN

P. ENCIU, Gh. POPESCU, A. HADNAGY, M. CIULAVU, M. ENCIU

Introducere

Datorită programului național pentru acvifere de adâncime (intervalul 50-500 m), începând cu anul 1989, cercetarea marilor bazine sedimentare (Panonic, Transilvaniei, Moldovenesc, Dacic) capătă o dezvoltare importantă.

Prin urmare, în limitele Bazinului Dacic, între 1989 și 1997, Institutul Geologic al României a cartat 75 foraje hidrogeologice cu extracție continuă de carote și a prelevat cca 4.000 de probe de rocă.

1. Materiale și metode

Studiul anual (pe 1996) a utilizat cca 250 carote din trei foraje executate în programul amintit: H2 Piatra Olt (250 m adâncime totală), H4 Slatina (375 m) și H5 Balș (270 m). Cercetarea a privit formațiunile sedimentare din intervalul Badenian-Holocen (ultimul ciclu din evoluția bazinului Dacic).

Pe teren, s-a urmărit cunoașterea grosimii fiecărui strat, a litologiei, a culorii, a conținutului în materie organică, a structurilor interne, caracterul limitelor, arhitectura "secvențelor" ș.a.

În laborator, s-a studiat conținutul paleontologic și s-au determinat, pe roci acvifere: granulometria, conținutul în minerale grele și conductivitatea hidraulică iar pe roci fin-granulare: conținuturile în CaO, MgO, Cl.

2. Rezultate

Cele trei foraje sunt dispuse pe o linie aproximativ ENE-VSV, lungă de 25 km, în axul ridicării Balș-Optași (fig.).

Comportarea trăsăturilor lito- și biostratigrafice ale formațiunilor separate pe acest aliniament cu cele ale formațiunilor definite anterior (Pauliuc et al., 1979; Andreescu et al., 1985; Lubenescu et al., 1987; Papaiopol, Marinescu, 1994), a condus la concluzia că au fost traversate grupurile Olt-Vedea, Optași-Cartojani și București.

Pe suportul cognitiv sus-amintit, funcție de caracterul hidrogeologic al fiecărei formațiuni, în lucrare se

Introduction

Thanks to the national programme of hydrogeological prospection for confined groundwaters (50-500 m depth), beginning with 1989 the research of the great sedimentary basins (Pannonian, Transylvanian, Moldavian, Dacic) brought an impressive development.

As a result, between 1989 and 1997, within the Dacic Basin, the Geological Institute of Romania mapped 75 hydrogeological boreholes with continuous mechanical drilling and sampled cca 4,000 cores.

1. Materials and methods

Our yearly study (1996) used cca 250 cores from three hydrogeological boreholes: H2 Piatra Olt (250 m depth), H4 Slatina (375 m) and H5 Balș (270 m). It had in view the search of the Badenian-Holocene sedimentary formations (the latest cycle of the Dacic Basin evolution).

In the field (at the borehole place), the thickness of each bed, its lithology, the colour, the organic matter content, the inner structures, the character of the limits, the architecture of the sequences, etc. have been investigated.

In the laboratory, the paleontological content has been studied and the grain-size, the hydraulic conductivity (for the aquifer rocks), the content of CaO, MgO, Cl for fine-grained lithotypes, etc. have been determined.

2. Results

The three hydrogeological boreholes are situated on the axis of Balș-Optași uplift, on the ENE-WSW 25 km alignment (Fig.).

Comparing the litho- and biostratigraphic features of the formations found on this alignment with previously defined formations (Pauliuc et al., 1979; Andreescu et al., 1985; Lubenescu et al., 1987; Papaiopol, Marinescu, 1994) it results that the Olt-Vedea, Optași-Cartojani and București Groups have been investigated.



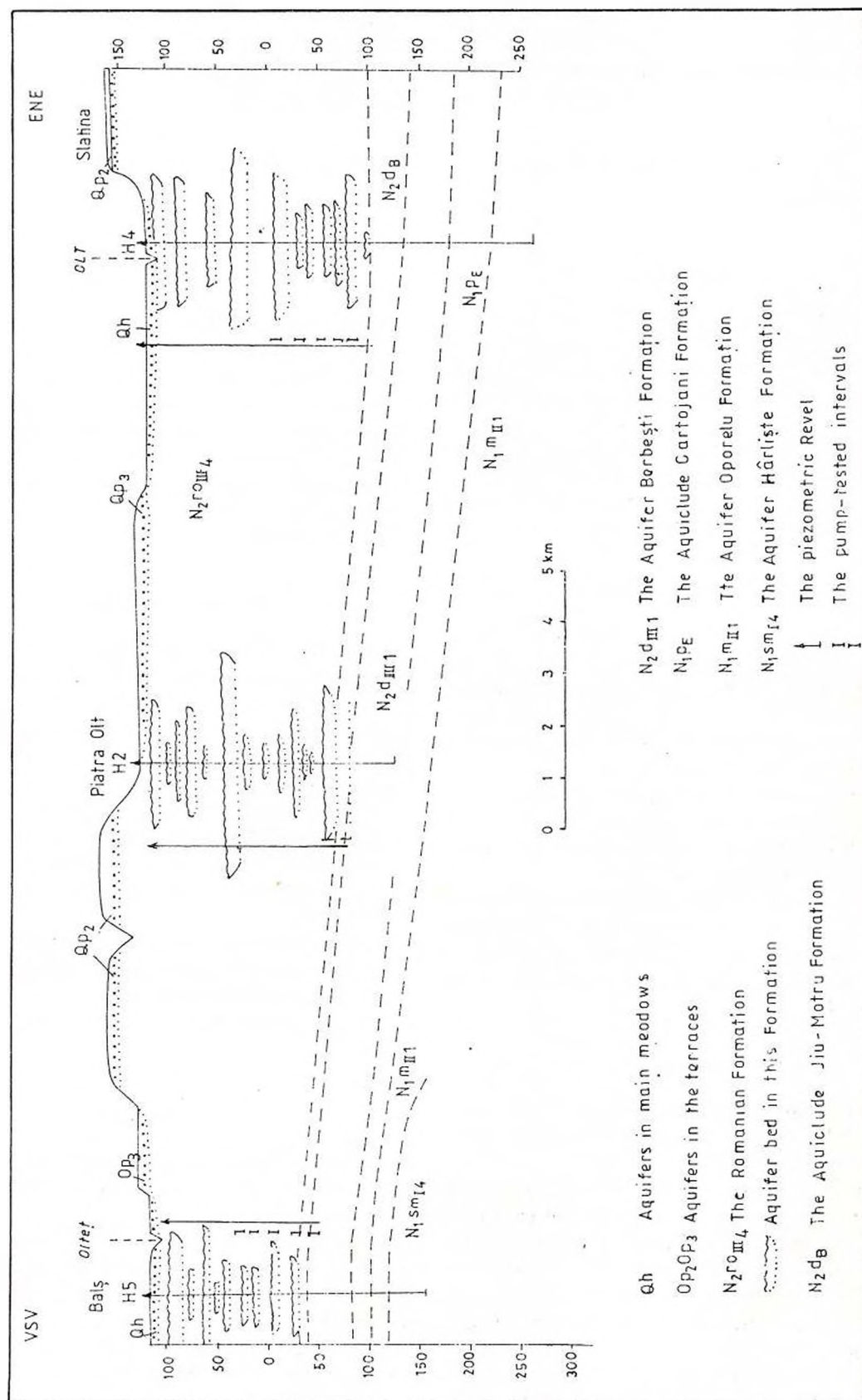


Fig. 1

propune pentru fiecare unitate hidrostratigrafică un set de indici (tab.).

În literatura internațională hidrogeologică, în studiul unitar al bazinelor sedimentare, această practică este utilizată (Toth, 1978; Struckmeier, Margat, 1995).

As regard the hydrogeological character of each formation and based on the stratigraphic data, for each hydrostratigraphic unit we propose an unitary set of indices (Tab.).

This is the usual practise in the international hydrogeological literature; Toth, 1978; Struckmeier, Margat, 1995.

Table

Series	Stage	Substage	Group	Formation	Proposed codes	
					aquifer	aquiclude
Pliocene	Romanian	Valahian	Cartojani- Optași București	Jiu-Motru Berbești	$N_{2ro1115}$	N_{2roE}
		Pelendavian			$N_{2ro1114}$	N_{2roD}
		Siensian			$N_{2ro1113}$	N_{2roC}
	Dacian	Parscovian Getian			N_{2d1112} N_{2d1111}	N_{2dE} N_{2dA}
Miocene	Pontian	Bosphorian		Cartojani	N_{1p115}	N_{1pE}
		Portaferian			N_{1p114}	N_{1pD}
		Odessian			N_{1p113}	N_{1pC}
	Meotian	Moldavian	Olt- Vedea	Slatina Oporelu	N_{1m112}	N_{1mE}
		Oltanian			N_{1m111}	N_{1mA}
	Sarmatian	Kersonian		Cetate Olteni-Hârlești Miroși-Ciurești	N_{1sm15}	N_{1smE}
		Basarabian			N_{1sm14}	N_{1smD}
	Badenian	Volhinian			N_{1sm13}	N_{1smC}
		Kossoviaan Langhian		Humele	N_{1ba12} N_{1ba11}	N_{1baE} N_{1naA}

2.1 Grupul Olt-Vedea

În extremitatea vestică a ridicării Balș-Optași, în forajul de prospecțiune hidrogeologică H5 Balș s-a identificat formațiunea de Hârlești (componentă a grupului Olt-Vedea). Aceasta este alcătuită din cca 35 m calcare cavernoase, fosilifere (de vârstă sarmatiană).

Din punct de vedere hidrogeologic, formațiunea Hârlești nu conține apă potabilă (având mineralizație ridicată și aparținând tipului clorurat sodic). Transmisivitatea acviferului este de cca 400 m²/zi iar adâncimea nivelului piezometric este cca 50 m.

2.2 Grupul Optași-Cartojani

Formațiunea de Hârlești este acoperită (după o suprafață hiatală) de formațiunea de Oporelu, ca parte a grupului Optași-Cartojani (cod N_{1m111} , formațiune de vârstă meotiană).

Formațiunea de Oporelu este constituită în principal din cca 50 m strate de nisip (cu 2-3 nivele bogate în moluște aparținând familiilor *Micromelaniidae*, *Hydrobiidae* și *Dreissenidae*).

Analizele granulometrice indică predominarea nisipurilor fine (cu o valoare medie a fracției argilo-siltică de 5-18 %). Transmisivitatea acviferului este scăzută (cca 5-10 m²/zi).

Trăsăturile menționate anterior, ca și tipul hidrochimic (sulfat-bicarbonat sodo-calcic) nu re-

2.1 The Olt-Vedea Group

In the H5 Balș borehole situated in the westernmost part of the Balș-Optași uplift, the Hârlești Formation (belonging of the Olt-Vedea Group) has been identified. It consists of cca 35 m of cavernous, fossiliferous limestones (Sarmatian).

Hydrogeologically, the Hârlești Formation, belonging to sodium chlorite type). The transmissivity is cca 400 m²/day and depth of groundwater cca 50 m.

2.2 The Optași-Cartojani Group

Separated by a hiatal surface, the Hârlești Formation is overlain by the Oporelu Formation (Meotian, code N_{1m111}) belonging to the Optași-Cartojani Group.

The Oporelu Formation is mostly constituted of cca 50 m sandy beds (with 2-3 levels rich in molluscs belonging to the families *Micromelaniidae*, *Hydrobiidae* and *Dreissenidae*).

The grain-size analysis shows that the formation consists mainly of fine sands (with an average of silt-clay fractions between 5 % and 10 %) and it has a low transmissivity (cca 5-10 m²/day).

The above-mentioned features and its hydrochemical type (sulphate-bicarbonate sodium calcium) make this aquifer unadvisable for supply.

The Oporelu Formation is unconformably overlain by the aquiclude Cartojani Formation (code N_{1pE}).



comandă utilizarea acestui acvifer pentru alimentarea populației.

Formațiunea de Oprelu este acoperită (după un lung interval ce nu-și găsește corespondența în depozite) de formațiunea de Cartojani (de vârstă pontian superioară).

Această formațiune este alcătuită în principal din marne, foarte bogate în specii din familia *Didacninae*.

Pentru marnele acestei formațiuni, conținuturile de CaO și Cl scad din partea inferioară (34–39 %, respectiv cca 18 %) spre cea superioară (cca 19%, respectiv cca 9 %).

Privitor la grupul mineralelor argiloase, se remarcă lipsa caolinului și ponderea importantă a smectitelor calcice (cca 50 %).

Extracțele apoase, comparativ cu cele obținute pe roci din alte formațiuni probate pe profilul Balș-Piatra Olt-Slatina, indică pentru marne valorile cele mai ridicate în HCO_3^- (360–510 mg/l), în Na^+ (110–130 mg/l) și în K^+ (10–15 mg/l).

Din punct de vedere hidrogeologic, formațiunea acvicludă de Cartojani separă curenții acviferelor de adâncime din formațiunile de Oprelu și de Berbești.

2.3 Grupul București

În cadrul acestui grup s-au identificat formațiunile Berbești, Jiu-Motru și romaniană (la acest ultim nivel cronostratigrafic, există în literatură formațiuni concurente, însă nedefinite clar, cum recomandă normele elaborate în literatura stratigrafică internațională începând din 1970).

Formațiunea de Berbești este alcătuită în partea inferioară din cca 25 m microsecvență cu strate decimetrice de nisip siltic, silt, argilă silto-nisipoasă, argile marnoase ș.a. Pentru ultimul litotip, conținuturile în CaO și Cl sunt între 6–31 %, și respectiv 3,0–4,5 %.

În grupul mineralelor argiloase, ponderea este următoarea (în ordine descrescândă): ilit, smectit, caolin și clorit.

Partea a doua a formațiunii are tendință de creștere a granulozității din bază spre suprafață, probabil urmare a regresiei lacului Dacic și progradării microdelțelor. Această parte a formațiunii este constituită din cca 20 m nisipuri siltice și nisipuri fine.

Nisipurile au conținuturi foarte mici în minerale feromagnetice (0,4 % în raport cu totalul fracției grele) și valori în minerale autigene (în aceeași clasă, sideritul deține cca 55 %).

Din punct de vedere hidrogeologic, partea superioară a formațiunii de Berbești are debite specifice medii (cca 0,3 l/s/m) și conține apă potabilă.

Testele *in situ* indică pentru această suprafață piezometrică la cca 95 m altitudine absolută (cca 25 m adâncime sub nivelul marilor lunci: Olt și Olteț).

În regiunea studiată, formațiunea de Jiu-Motru are cca 30 m grosime și constă din microsecvențe (uneori

This formation is mainly composed of marls (very rich in specieses of *Didacninae* Family).

For this formation, the amount of CaO and Cl is varying from the lower (34–39%, cca 18 %, respectiv) to the upper part (cca 19%, cca 9 %, respectiv).

Regarding the clayey minerals, the lack of kaolinite and the first place of the calcic smectites (cca 50 %) can be remarked.

In comparison with the waterly extract from other formations sampled in the Balș-Piatra-Slatina profile, the marls show the highest values of HCO_3^- (360–510 mg/L), of Na^+ 110–130 mg/L and of K^+ (10–15 mg/L).

Hydrogeologically, the acvicludă Cartojani Formation divides the flow of confined groundwaters of the Oprelu and Berbești formations.

2.3 The București Group

This group is made up of the Berbești, Jiu-Motru and Romanian formations.

The lower part of the *Berbești Formation* is constituted of cca 25 m microsequences represented by decimetric beds with silty sand, silt, silty-sandy clay, marly clay etc. For the last lithotype, the contents of CaO, MgO and Cl are between 6 and 31 %; 3 and 6%; 3 and 4.5 %, respectively. As concerns the clayey minerals, the situation is (in a decreasing order) : illite, smectite, kaolinite and chlorite.

As regards the heavy fraction, the sands have a low amount of ferromagnetic minerals (cca 0.4 %) and great values of authigenic minerals (e.g. in the same fraction, siderite represents 55 %).

Hydrogeologically, the upper part of the Berbești Formation has a medium specific capacity (0.3 – 0.5 l/s/m) and contains supply waters.

The pump-test data show the piezometric surface at about 95 m above sea-level (at cca. 25 m depth below the main Olt and Olteț meadows).

In the above-mentioned region, the *Jiu-Motru Formation* has cca 30 m thickness and it consists of thin microsequences composed of sand, sandy clay, coaly clay (coal), marly clay etc.

The study of the Jiu-Motru beds shows the prevalence of finegrained petrotypes, each having thin thickness, low contents of nannogasteropoda and cardids, the traces of the pedogenetic processes, low amount of Cl^- , proper to high deltaic plain environment.

For the clay beds, the contents of CaO and MgO decrease from the lower part (5–15 %, 4–6 % respectively) to the upper one 0.5–3.0 %, cca 2.5 %).

The waterly extracts from thin interbedded sands of the Jiu-Motru Formation contain significant values of NH_4^+ , F^- , CO_2 (from phytodetritus).

From the hydrogeologic point of view, the Jiu-Motru Formation has an aquitard-aquiclude character.



incomplete) cu nisip, argilă nisipoasă, argilă cărbunoasă (cărbune), argilă marnoasă ș.a.

În cadrul formațiunii predomină rocile fin-granulare, fiecare având grosimi mici, conținut scăzut în nanogastropode și cardiacee, urme ale proceselor pedogenetice, conținuturi foarte mici în Cl^- (trăsături proprii mediului unei câmpii deltaice superioare).

Conținuturile în CaO și MgO ale stratelor de argilă scad din partea inferioară (5–15 %, respectiv 4–6 %) spre cea superioară (0,5–3,0 %, respectiv cca 2,5 %).

Extrasele apoase obținute la filtrarea prin nisipurile acestei formațiuni au valori semnificative de NH_4^+ , F^- , CO_2 (din degradarea fitodetritusului).

Din punct de vedere hidrogeologic, formațiunea de Jiu-Motru are caracter acvclud-acvitar.

Următoarea formațiune, *formațiunea romaniană* nu este suficient de bine studiată în limitele Bazinului Dacic.

În sectorul Slatina-Piatra-Balș, aceasta are o succesiune de cicluri litologice, fiecare alcătuit din depozite aluviale de canal (nisipuri, nisipuri cu pietriș, pietrișuri cu nisip) cu trecere gradată în sus la depuneri de câmpie inundabilă, cu largi porțiuni de mlaștină (argile nisipoase, argile siltice, argile cărbunoase ș.a.)

În treimea inferioară a formațiunii romaniene, funcție de trăsăturile sale principale: culoarea pestriță a depozitelor de overbank, conținutul scăzut în carbonați, frecvența mică a stratelor cărbunoase, se apreciază că acest sector aparținând părții central-sudice a bazinului Dacic era bine drenat (aidoma unei câmpii de inundație cu nivelul hidrostatic la câțiva metri).

Apoi, în timpul acumulării părții mijlocii a formațiunii romaniene, datorită unui climat mai umed, condițiile paleohidrologice s-au schimbat. La acest nivel, depozitele aluviale sunt mai bine sortate iar frecvența argilelor cărbunoase sau a paleosolurilor gleice a crescut.

În treimea superioară a acestei formațiuni (exemplificată în fig. 1), există strate de nisipuri și strate de pietrișuri cu nisip (ceea ce semnifică, fie creșterea competenței paleocursurilor, fie o mișcare orogenică în domeniul Carpaților).

Hidrogeologic, formațiunea romaniană are un caracter predominant impermeabil dar conține apă subterană la variate nivele (aluvioni ale vechilor cursuri, etajate și îngropate, pe fondul subsidenței Platformei Moesice).

Datorită arhitecturii, formațiunea romaniană are o mare anizotropie a caracterelor hidraulice. Debitul specific are valori ce se înscriu în intervalul 0,1 l/s/m – 0,3 l/s/m (Feru, Scafă, 1977; date existente la Fondul IGR).

În cazul acestei formațiuni, funcție de poziția structurală a acviferului (acviferelor), acesta are nivel liber,

The next formation, *Romanian Formation* is not well studied (in area of Dacic Basin). In the Slatina-Balș sector, it presents a succession of lithological cycle, each composed of alluvial channels deposits (sands, sands with gravels) with gradual upward transition to floodplain with swampy products (sandy clays, silty clays, coaly clays etc).

In the lower third of the Romanian Formation, considering the main features: variegated colour of the overbank deposits, their low contents of carbonates, the low frequency of the coaly beds (Plate), it is supposed that the central part of Dacic Basin was well drained (a floodplain with water level at some meters). Then, in the middle part of the Romanian Formation accumulation, due of wetter climate, the paleohydrological conditions have changed. At this interval, the alluvial deposits are better-sorted and the frequency of coaly clays or gleis paleosols grows.

In the upper part of this formation there are beds of sands with gravels (meaning either an increasing paleorivers competency, or an orogenesis movement of the Carpathian area).

Hydrogeologically, the Romanian Formation has an imprevious character and contains groundwaters at different levels (stacked buried alluvia of old streams).

Thanks to its architecture, the Romanian Formation shows a high anisotropy of hydraulic properties (Feru, Scafă, 1977). The specific capacity is ranging between 0.1 l/s/m and 0.3 l/s/m.

Ranging the structural position of the tested aquifer(s), the elevation of groundwater table differs, being free, confined or highly confined. The H4 Slatina borehole tested the aquifers between 128 and 209 m (here is indicating the existence of artesian outflow).

Nearby, the Romanian Formation is tapping for Slatina (drinking water). Having hydraulic relation with phreatic aquifer of Holocene alluvia and with Lake Slatina, the Romanian Formation has a medium potential for contaminant spreading.

References

- Andreescu, I., Țicleanu, N., Pauliuc, S., Pelin, M., Pană, I., Barus, T. (1985) Stratigraphie des dépôts pliocènes à charbons. Zone est d'Olténie (secteur Olt-Jiu). *An. Univ., Geol.*, 34, p. 87–96, București.
- Lubenescu, V., Diaconu, M., Radu, A., Ștefănescu, C., Cornea, C. (1987) Stratigraphie des dépôts néogènes de la plate-forme moessienne (secteur de Drăgănești Olt-Roșiori de Vede-Alexandria). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72–73/4, p. 115–123, București.



sub presiune sau arterzian. Forajul H4 Slatina a testat *in situ* acviferele romaniene din intervalul 128–209 m (cu manifestare arteziană).

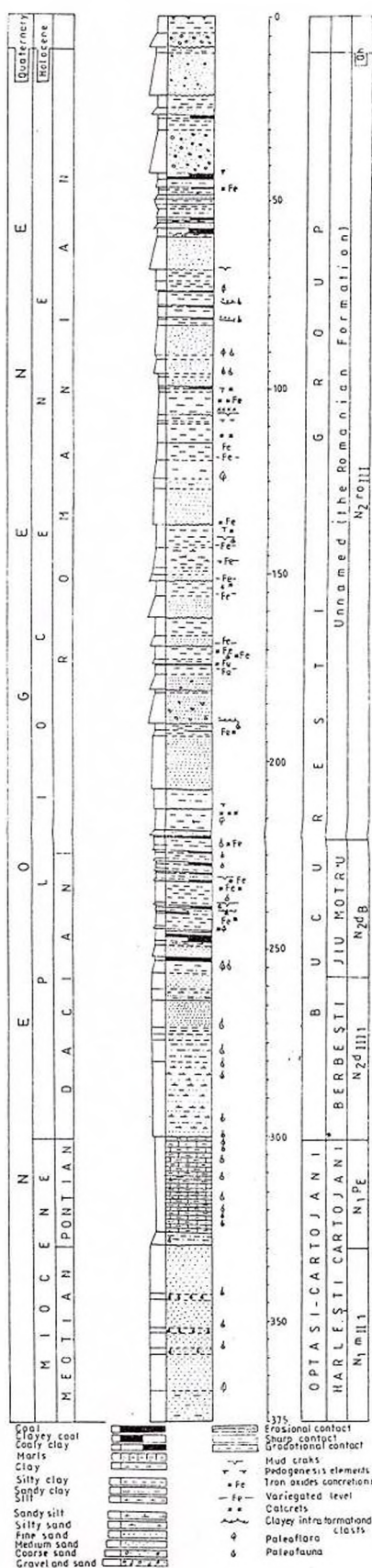
În vecinătatea acestui foraj, formațiunea romaniană este captată (prin cca 35 foraje) pentru alimentarea orașului Slatina. Întrucât s-a evidențiat existența relațiilor hidraulice cu acviferul freatic din aluviunile luncii Oltului și cu lacul artificial Slatina, formațiunea romaniană are un potențial mediu de contaminare; în principal, în primul strat acvifer, situat în intervalul 10–22 m adâncime (planșa I).

Papaianopol, I., Marinescu, F. (1994) Lithostratigraphy and Age of Neogene Deposits on the Moesian Platform, between Olt and Danube Rivers. *Rom. J. Stratigraphy*, 76, p. 67–70, București.

Pauliuc, S., Negoită, F., Darwische, M., Andreescu, I. (1979) Stratigrafia depozitelor miocene din sectorul central al Platformei Moesice (V. Olt-V. Dâmbovița). *An. Univ. Buc., Geol.*, 28, p. 65–77, București.

Toth, J. (1978) Gravity Induced Cross-Formation Flow of Formation Fluids Red Earth Region, Alberta; Analysis, Patterns and Evolution; in rew.: *Water Resources Research*, 14, 5, p. 805–843.





INTERPRETAREA EVOLUȚIEI TECTONICE A CURBURII INTERNE A CARPAȚILOR PE BAZA ANALIZEI DE PALEOSTRESS TECTONIC EVOLUTION OF THE INNER CARPATHIAN BEND INFERRED FROM PALEOSTRESS ANALYSIS

V. AIOANEI

Introducere

Regiunea studiată este situată în zona de racord a Carpaților Orientali și Meridionali, mai precis în partea internă a acesteia. Cercetările s-au axat pe deformația casantă a rocilor sedimentare mezozoice, având ca scop determinarea direcțiilor de paleostress, pe baza măsurărilor efectuate pe striuri de alunecare prezente pe planurile de falie. Prelucrarea datelor s-a făcut cu ajutorul unui program de calculator care utilizează metoda inversiunii directe (Angelier, 1979; 1983; 1984; 1990). Fiind vorba de o fază preliminară, interpretarea rezultatelor trebuie privită cu circumspecție; cercetări ulterioare vor crea, probabil, posibilitatea unei mai bune evaluări a evenimentelor tectonice și a unei analize mai consistente a structurii geologice a regiunii.

Cadrul geologic

Unitățile tectonice majore reprezentate în zona cercetată sunt: Transilvanidele (pânzele transilvane); Dacidele mediane, (pânza bucovinică, pânzele supragetice și pânza getică); Dacidele externe (pânza de Ceahlău). În ceea ce privește vârsta tectogenezelor principale, acestea se înscriu în faza austriacă (mezocretacică) și în faza laramică (finicretacică).

Transilvanide. Pânza de Perșani este unitatea cea mai internă din alcătuirea Curburii Carpaților, provenind din sutura majoră tethysiană, care separă Dacidele Interne de Dacidele Mediane. Este constituită dintr-un complex ofiolitic și din formațiuni sedimentare mezozoice (Triasic-Cretacic inferior), șariajul ei peste pânza bucovinică producându-se în faza austriacă.

Dacide mediane. În zona curburii interne a Carpaților se realizează joncțiunea între segmentul oriental și cel meridional, continuitatea acestora în cele două sectoare făcând obiectul unor cercetări intense și fiind în prezent bine documentată (Săndulescu, 1975; 1976; 1988). Astfel, pânza bucovinică și cea subbucovinică se corelează cu pânzele supragetice, iar pânzelor infrabucovinice le corespunde pânza getică.

Introduction

The study area is located in the inner part of the connection between the East and South Carpathians. The research was based on brittle deformation of Mesozoic sedimentary rocks and was aimed at determining paleostress directions from measurements on slicken-sided fault planes. Data processing was performed with the aid of a computer program using the direct inversion method (Angelier, 1979; 1983; 1984; 1990). This being a preliminary stage, the interpretation of the results should be regarded with caution, as future research will probably lead to a better assessment of events and a more consistent analysis of the geological structure of the region.

Geological setting

The major tectonic units represented in the research area are: Transilvanides (Transylvanian nappes); Median Dacides (Bucovinian Nappe, Supragetic nappes, Getic Nappe); Outer Dacides (Ceahlău Nappe). The main orogenic events are the Austrian (mid-Cretaceous) and the Laramian (end-Cretaceous) tectogeneses.

Transilvanides. *The Perșani Nappe* is the innermost unit of the Carpathian Bend, its source area being the Tethyan major suture, which separates the Inner Dacides from the Median Dacides. It consists of an ophiolitic complex and Mesozoic sedimentary rocks (Triassic - Lower Cretaceous), and was overthrust upon the Bucovinian Nappe during the Austrian tectogenesis.

Median Dacides. The joining of the eastern and southern segments within the Inner Carpathian Bend area and the continuity of these tectonic units have been thoroughly researched and are now well documented (Săndulescu, 1975; 1976; 1988). Thus the Bucovinian Nappe and the Subbucovinian Nappe are related to the Supragetic Nappe, while the Infrabucovinian nappes are likened to the Getic Nappe.

The Bucovinian Nappe comprises a crystalline basement and Early-Middle Triassic and Upper Aptian deposits. The overthrust of the B.N. was achieved in the Austrian tectogenesis.



Pânza bucovinică este alcătuită dintr-un fundament cristalin și din depozite triasic-inferioare și medii precum și aptian-superioare. Șariajul pânzei bucovinice s-a produs în faza austriacă.

Pânzele supragetice sunt reprezentate prin *Pânza de Șinca* (Săndulescu et al., 1986), de fapt o digitație a pânzei de Făgăraș, constituită, în principal, din formațiuni metamorfice. Izolat, apar câteva petice sedimentare de vârstă permiană, triasic-inferioară și aptian-superioară. *Solzul Poiana Mărului* este alcătuit din formațiuni ale fundamentului, pe alocuri acoperite de depozite permiane sau triasice. *Solzul Măgura Codlei*, cu o poziție paleotectonică ceva mai externă, este o unitate predominant sedimentară jurasică, șisturile cristaline fiind întâlnite numai în foraje. Șariajul pânzelor supragetice s-a produs, în principal, în faza austriacă, dar a fost reluat în faza laramică. Pânza getică include unitatea de Holbav, inferioară, și unitatea de Brașov, superioară. Unitatea de Holbav este alcătuită din formațiuni sedimentare mezozoice (Triasic inferior - Aptian inferior), cu o secvență vulcanogenă liasică. Unitatea de Brașov are un fundament metamorfic și o cuvertură sedimentară acoperind intervalul Permian (cu vulcanite acide) - Aptian inferior. Pânza getică a încălecat pânza de Ceahlău în timpul tectogenezei mezocretacice, iar în faza laramică deplasarea celor două pânze s-a făcut solidar.

Dacide externe. Pânza de Ceahlău conține un fliș tithonic-neocomian și depozite sedimentare cretacice-inferioare.

Deformări rupturale. Un rol determinant în realizarea edificiului structural din zona curburii interne a Carpaților l-au avut două accidente tectonice importante: falia Dealu Mare și falia Branului.

Falia Dealu Mare, cu direcție aproximativ W-E, reprezintă extremitatea estică a fracturii majore sud-transilvane și ar putea fi considerată ca limită de separație între Dacidele mediane din Carpații Orientali și cele din Carpații Meridionali. În mod cert, ea separă două sectoare cu tectonică net diferită: la nord se află culoarul Vlădeni, având aspect de bloc înclinat spre sud, acoperit de depozite cretacice-superioare și paleogene, fără deformări rupturale sau plicative importante; la sud, regimul tectonic este caracterizat de încălecări de amplexare, precum și de structura complexă a terenurilor mezozoice. Fiind inițiată, probabil, în Jurasicul inferior, falia Dealu Mare a avut un rol important în timpul tectogenezelor mezo- și fini-cretacice, dirijând șariajul pânzelor supragetice și al pânzei getice spre est. În Terțiar, a produs deplasări verticale, de ridicare a compartimentului sudic și coborâre a celui nordic.

The Supragetic nappes are represented by the Șinca Nappe (Săndulescu, 1986), in fact a digitation of the greater Făgăraș Nappe, made up of metamorphic rocks and isolated patches of Permian, Lower Triassic, and Upper Aptian sediments. The Poiana Mărului Scale consists of basement rocks and scarce Permian and Triassic deposits. The Măgura Codlei Scale, with a more external paleotectonic position, is a mainly Jurassic sedimentary unit; crystalline rocks have only been reached by drillings. The overthrust of the Supragetic nappes took place primarily in the Austrian tectogenesis, but was renewed during the Laramian tectogenesis.

The Getic Nappe includes the Holbav (lower) and Brașov (upper) units. The Holbav Unit consists of Mesozoic sediments (Jurassic - Lower Cretaceous), also holding Liassic volcanic sequence. The Brașov Unit has a metamorphic basement and a sedimentary cover spanning from Permian (with acid volcanics) to Lower Aptian. The Getic Nappe overthrust the Ceahlău Nappe during the mid-Cretaceous tectogenesis, while in the Laramian tectogenesis the two nappes moved together.

Outer Dacides. The Ceahlău Nappe contains a Tithonian-Neocomian flysch and Lower Cretaceous sedimentary deposits.

Brittle tectonics. A major role in the structural development of the Inner Carpathian Bend area was played by two important fractures: the Dealu Mare and Bran faults.

The Dealu Mare Fault, trending roughly W-E, is the eastern segment of the great South-Transylvanian Fault and could be considered as the boundary between the Median Dacides of the East Carpathians and those of the South Carpathians. Clearly, it separates two domains having utterly different structural patterns: the Vlădeni Couloir to the north, a southward tilted block covered by Upper Cretaceous and Paleogene deposits and lacking in folding or faulting; to the south, the tectonic regime is marked by heavy thrusting, and complicated structures of the Mesozoic formations. Probably initiated in the Lower Jurassic, the D.M.F. was actively involved in the mid- and late-Cretaceous tectogeneses, by controlling the eastward overthrust of the Supragetic and Getic nappes. During the Tertiary, it only caused vertical movements, namely the uplift of the southern compartment and the downing of the northern one.

The Bran Fault, situated farther south, passing near Zărnești and Bran, and having a WNW-ESE trend, probably led to the absence of Triassic and Lower Jurassic deposits in the southern area, and, during the Tertiary, produced the collapse of the southern compartment.



Falia Branului, situată mai la sud și trecând prin dreptul localităților Zărnești și Bran, are o direcție WNW-ESE și a determinat, probabil, absența depozitelor triasice și jurasic-inferioare în compartimentul sudic, iar în timpul Terțiarului a condus la afundarea compartimentului nordic.

Direcții de paleostress

Măsurătorile au fost efectuate pe următoarele formațiuni sedimentare:

- calcare bituminoase în plăci (Anisian): pct.8
- calcare masive (Kimmeridgian-Tithonic): pct. 4, 6, 7, 9, 10, 11, 13, 14
- calcare masive organogene (Apțian superior): pct.1, 2, 3
- conglomerate polimictice (Vraconian-Cenomanian): pct. 5, 12.

Utilizând criterii de stabilire a cronologiei, cum ar fi superpoziția striurilor de falie și debascularea secțiilor de date (prin aducerea la orizontală a planelor de stratificație), au fost separate 21 de faze de mișcare: 4 compresioni, 6 extensiuni și 11 decroșări. Totuși, ținând cont de gradul destul de ridicat de nedeterminare impus de numărul redus de situații clare și de lipsa măsurătorilor în formațiuni mai noi, comentariile vor fi făcute în urma grupării fazelor cu orientări geografice apropiate în câteva direcții dominante.

Direcțiile de compresie și de extensie au fost proiectate împreună pe hartă (fig.1), cele mai bine evidențiate fiind următoarele:

Compresiunea NW-SE (din pct.8 și 13) ar putea fi responsabilă de retroșăriile de la sud și vest de aceste puncte de măsurare;

Compresiunea WNW-ESE din pct.13 se încadrează în direcția generală a șariajului pânzei getice peste unitățile externe;

Extensiunea NNW-SSE din pct.1 și, respectiv, pct.12 pare a fi produs subsidența din culoarul Vlădeni și din zona localitatea Zărnești, urmată de depunerea depozitelor paleogene;

Extensiunile orientate aproximativ W-E (în pct. 4, 6, 7, 8, 9, 10, 13, 14) sunt legate de deschiderea riftului Dacidelor Externe, care a început în Jurasicul inferior sau mediu și a continuat până în Tithonic (Săndulescu, 1984);

Extensiunea NE-SW (în pct.6 și 11) și Extensiunea NW-SE (în pct.7 și 10) se raportează la accidente tectonice minore, și anume falii normale aflate în vecinătatea punctelor de măsurare.

Direcțiile caracteristice regimului decroșant se pot urmări în figura 2, dintre acestea remarcându-se:

Paleostress directions

The data was collected from the following sedimentary rocks:

- bedded bituminous limestones (Anisian): site 8;
- massive limestones (Kimmeridgian-Tithonian): sites 4,6,7,9,10,11,13,14;
- massive fossil-rich limestones (Upper Aptian): sites 1,2,3;
- polymictic conglomerates (Vraconian-Cenomanian): sites 5,12.

Making use of chronology setting criteria such as superposition of striae and rotation of fault-slip data sets (by restoring the horizontal position of bedding planes), 21 movements were separated: 4 compressional, 6 extensional, and 11 strike-slip events. However, taking into account the relatively high degree of uncertainty conditioned by the small number of unambiguous situations and the lack of measurements in younger rocks, the discussion will accommodate a grouping of closely oriented directions into a few dominant trends.

Compressions and extensions were plotted together on the map in Figure 1, and some of the best featured are the following:

The NW-SE compression (in sites 8 and 13) could be responsible for the backthrusts south and east of localities;

The WNW-ESE compression in site 13 is compatible with the general trend of the overthrust of the Getic Nappe onto the external units;

The NNW-SSE extension in site 1, and 12, respectively, seems to have caused subsidence followed by deposition of Paleogene sediments in the Vlădeni and Zărnești areas;

The roughly W-E oriented extensions (in sites 4,6,7,8,9,10,13,14) are linked to the opening of the Outer Dacian megatrough, which started in the Lower or middle Jurassic and continued until the Tithonian (Săndulescu, 1984);

The NE-SW extension (in sites 6 and 11), and the NW-SE extension (in sites 7 and 10) relate to minor tectonic events, that is, normal faults nearby localities.

Strike-slip regime directions can be examined in Fig.2, the most outstanding being:

The roughly NW-SE oriented strike-slip (in sites 4,6,8,10,11) accounts for the dextral component of the Dealu Marc Fault (south of Vlădeni), in agreement with the latest regional-scale research (Linzer, 1996);

The NNW-SSE strike-slip (in site 14), has the same role as the former, regarding the Bran Fault (south of Zărnești).



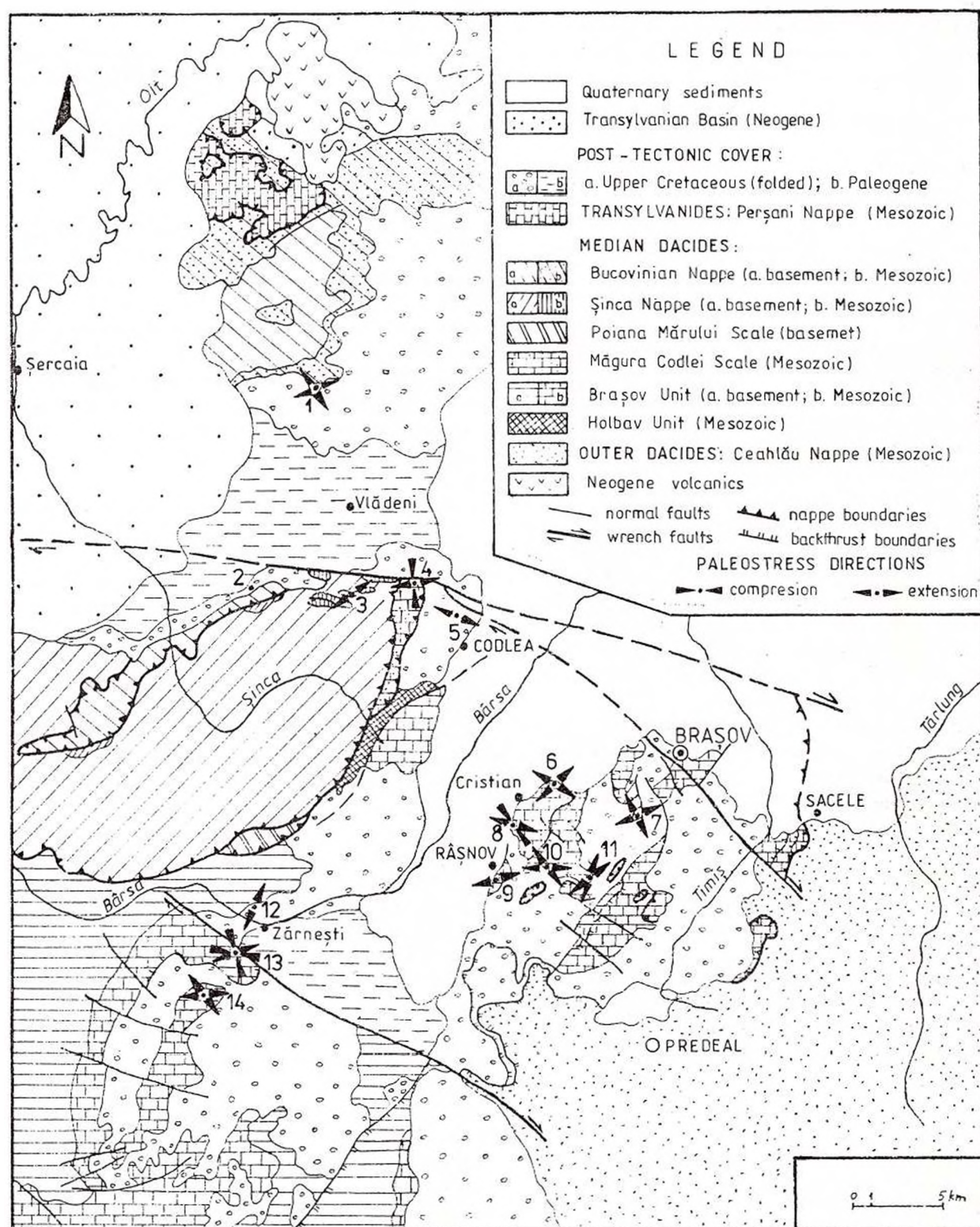


Fig. 1 - Tectonic sketch of the Inner Carpathian Bend, with paleostress directions for compressional and extenssional regimes.

163593



Institutul Geologic al României

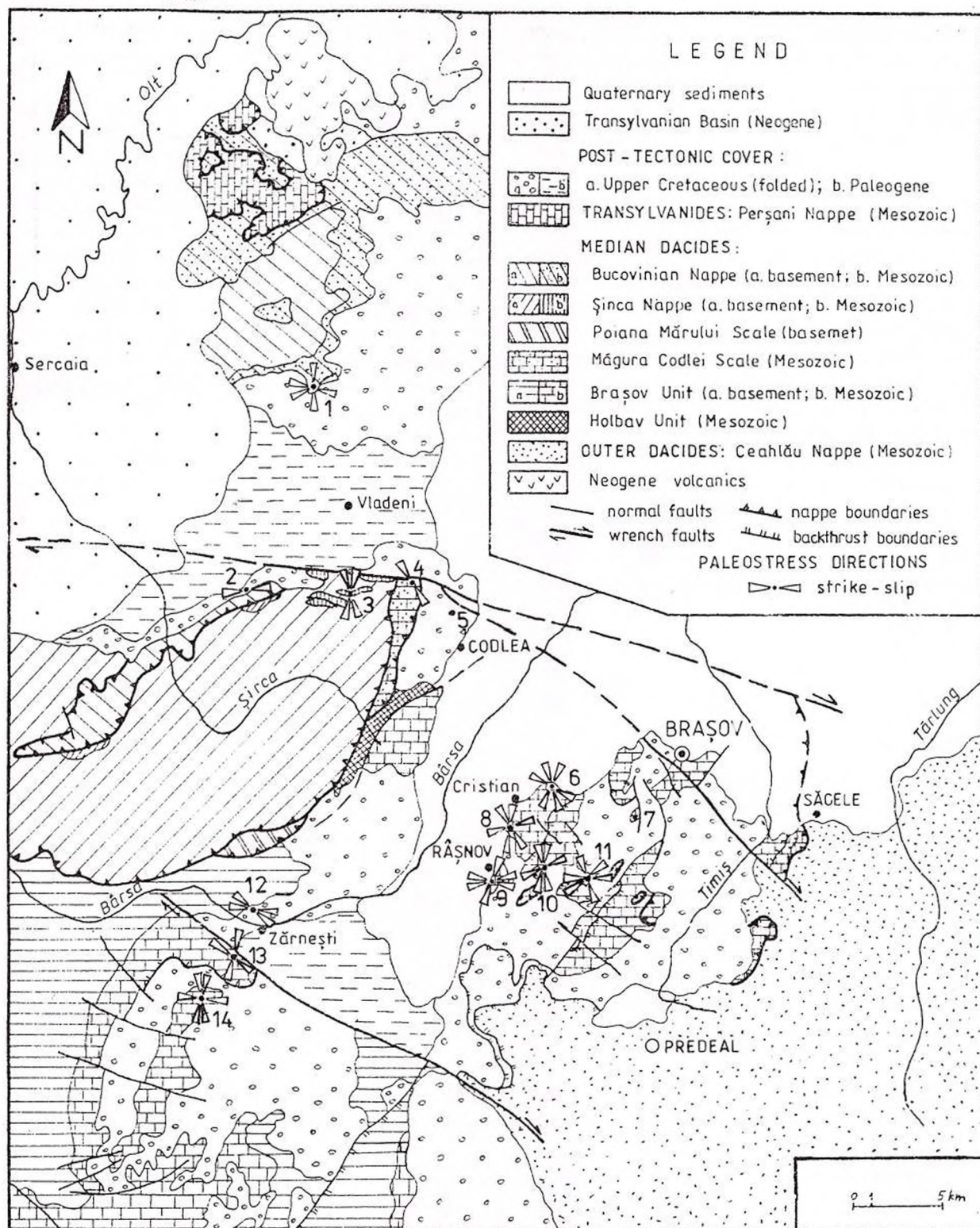


Fig. 2 - Tectonic sketch of the Inner Carpathian Bend, with paleostress directions for strike-slip regime.

Decroșarea orientată aprox. NW-SE (în pct. 4, 6, 8, 10, 11), care imprimă o componentă dextră Făliei Dealu Mare (de la sud de Vlădeni), conformă cu cele mai recente cercetări la scara regională (Linzer, 1996);

Decroșarea NNW-SSE (în pct. 14), cu același rol ca precedenta, dar în cazul Făliei Branului (de la sud de Zărnești).

Concluzii

Se poate observa cu ușurință că doar o parte din direcțiile de paleostress determinate au putut fi raportate la evenimente tectonice cunoscute în regiune, în timp ce multe faze de mișcare rămân neexplicate.

În afară de aceasta, nu s-a ținut cont de investigațiile paleomagnetice efectuate pe roci cretacic-superioare (marne turonian-campaniene), care au pus în evidență o declinație magnetică de cel puțin 90° în sensul acelor de ceasornic față de direcția nord actuală (Bazhenov et al., 1993). Deși nu cuprind toată gama de roci pe care s-au făcut măsurătorile de paleostress, aceste determinări ar putea fi extrapolate la întreaga zonă, care s-ar încadra într-un bloc solidar. Este evident că o asemenea rotație a direcțiilor de paleostress determinate ar invalida interpretarea expusă în lucrarea de față, astfel că, pe viitor, se impune luarea în considerare a acestei posibilități.

Conclusions

It can easily be noticed that only some of the paleostress directions could be assigned to established tectonic events, while many of the movements have yet to be explained.

Furthermore, there has not been any implementation of the results of paleomagnetic investigations performed in Upper Cretaceous rocks (Turonian-Campanian marls), which yielded a more than 90° clockwise magnetic declination relative to the present-day north (Bazhenov et al., 1993). Although the measurements do not include rocks that are the subject of this study, these findings could be extended to the entire region, which might have acted, at some point, as a single block. It is obvious that such a rotation of paleostress data would render the whole discussion meaningless; therefore, in the future, this possibility should be considered.

References

- Angelier, J. (1979) Determination of the mean principal directions of stress for a given fault population. *Tectonophysics*, 56, no.3/4, T17-T26.
- (1983) Analyse qualitative et quantitative des populations de jeux de failles. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t.XXV, p.661-672.
- (1984) Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journ. geophys. Res.*, 89, B7, p.5835-5848.
- (1990) Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, 103, p.363-376.
- Bazhenov, M.L., Burtman, V.S., Săndulescu, M. (1993) Paleomagnetism of the upper Cretaceous rocks and its bearing on the origin of the Romanian Carpathian arc. *Rom. J. Tect. & Reg. Geol.*, 75, p. 9-14, București.
- Linzer, H.-G. (1996) Kinematics of retreating subduction along the Carpatian arc, Romania. *Geology*, 24, 2, p. 167-170.
- Săndulescu, M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XVII, 3, p.299-358.
- (1976) La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpathes roumains. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, p.177-194, București.
- (1984) Geotectonica României. Edit. Tehnică, București.
- (1988) Les problèmes tectoniques de la courbure interne des Carpathes roumaines. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5, p.283-299, București.
- , Russo-Săndulescu, D., Udrescu, C., Medeșan, A. (1986) Position structurale, pétrologie et ambiance géotectonique des magmatites mésozoïques de Țara Bârsei. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, p.197-222, București.



HARTA HIDROGEOLOGICĂ A ROMÂNIEI
scara 1:50.000, foaia TERPEZIȚA
HYDROGEOLOGICAL MAP OF ROMANIA
Sheet TERPEZIȚA, 1:50,000

Petru ENCIU

Sectorul Terpezița este situat în partea sudică a Podișului Getic, la cca 200 m altitudine, într-o zonă umedă cu o rețea hidrografică controlată de trăsăturile structurale regionale.

Din punct de vedere geologic, foaia Terpezița core-spunde flancului epicratonic al Avandosei Carpatice, cu fundament format din morfostructuri postcretaceice, acoperit de depozite sarmatian-cuaternare.

Pe intervalul 0-300 m adâncime, cele peste 20 foraje de cercetare hidrogeologică au identificat patru formațiuni. În bază, o formațiune groasă și impermeabilă, cea a marelor pontiene, este acoperită de formațiunea de Berbești, un corp cu apă subterană, extins și continuu în vestul Bazinului Dacic (30-60m nisipuri fin-medii acumulate în Dacianul inferior în mediu litoral-deltaic).

În intervalul Dacian superior-Romanian mediu, mediul depozitional trece de la câmpie mlăștinoasă la câmpie aluvială (cu intermitente revărsări). În acest interval s-a format altă unitate hidro-litologică, alcătuită din 30-70 m strate impermeabile (cu nisipuri ca intercalații, ultimele alcătuind un acvifer multistrat sub presiune).

Cea de a patra formațiune s-a acumulat în Pleistocen inferior în ambianța unui con aluvial și este alcătuită din 5-15 m pietrișuri, nisipuri ± bolovănișuri.

Aranjamentul structural și grosimea depozitelor pliocene au fost influențate de mișcările izostatice ale ridicării Optași-Balș-Leu și ale depresiunii Lom-Terpezița-Filiași.

Formațiunile pliocene stau VSV-ENE/NNV, au grosimea minimă pe periclinul vestic al ridicării menționate (30-45) și grosime maximă (50-200 m) în axul depresiunii sus-amintite.

Cele mai importante acvifere sunt cantonate în formațiunile dacian inferioare și pleistocen inferioare (prin mărime, geometrie, permeabilitate ș.a.). Pentru acviferul din formațiunea dacian inferioară, zona proximală de alimentare este situată la cca 40 km NNW iar zona proximală de descărcare la cca 15 km SSE, în fereastra hidrogeologică Teascu-Bâzdâna. Înălțimea suprafeței sale piezometrice descrește de la 85 m în partea nordică a caroului Trepezița la 65 m în partea

The Trepezița sector is situated in the southern part of the Getic Plateau, at about 200 m altitude, in a humid zone with a hydrographic network controlled by the regional structural pattern.

Geologically, the Terpezița sheet corresponds to epicratonic flank of the Carpathian Foredeep, with the basement formed of great Postcretaceous morphostructures, covered by Sarmatian-Quaternary deposits.

In the 0-300 m depth interval, over twenty pumping boreholes identified four formations. An imprevi-ous and thick Marly Pontian Formation is overlain by an extensive/continuous groundwater body (30-60 m of fine-medium sands, accumulated during the Lower Dacian in a lacustrine-deltaic environment).

In the Upper Dacian-Middle Romanian interval, the depositional environment passed through swampy plain to alluvial (with irregular flash floods). During this interval another hydro-lithological unit formed, consisting of 30-70 m impervious strata with highly confined multilayered aquifer.

The fourth formation: 5-15 m gravels, sands ± boulders, was accumulated in an alluvial fan environment during the Lower Pleistocene.

The structural setting and thickness of the Pliocene Formations were influenced by the isostatic movements of the Optași-Balș-Leu Uplift and the Lom-Terpezița-Filiași Depression.

The Pliocene Formations trend WSW-ENE/NNW, have minimum thickness (30-45 m) on the western pericline of the above uplift, and the highest thickness (50-200 m) on the axis of the Lom-Terpezița-Filiași Depression.

The Lower Dacian and the Lower Pleistocene aquifers are the most important by the size, geometry, permeability and productivity.

The proximal zone of feeding is situated at about 40 km NNW (for the Lower Dacian Groundwater) and the proximal zone of discharge is at 15 km SSE, in Leu-Teascu-Bâzdâna Hydrogeological Window. The height of the potentiometric surface decreases from 85 m in the northern part of sheet to 65 m in the southern part.



sudică.

Formațiunea pleistocen inferioară se alimentează din precipitații, se drenează în nisipurile romaniene din substrat sau se descarcă prin lungi linii de izvoare pe versanții văilor Gabru, Terpezița Desnățui, Jiu ș.a. Câmpul curgerii pentru acviferul freatic este radiar divergent pe interfluviul Desnățui-Jiu (cu hidroizopieze de 140–150 m) și radiar convergent în valea Desnățui (110–115 m); (Enciu, Giurgea, Diaconu, 1985).

Principalele tipuri hidrochimice sunt: bicarbonat-clorurat natric pentru acviferul dacian inferior, bicarbonat-sulfat magnezian pentru formațiunea dacian superior-romanian medie și bicarbonat calco-magneziană pentru acviferul cantonat în formațiunea pleistocen inferioară; trăsăturile depinzând în principal, de faciesul geochimic din timpul depunerii formațiunilor (Enciu, Crăciun, 1994).

The Lower Pleistocene Formation is fed by rainfall, it recharges the Romanian sands or goes off in the Terpezița, Desnățui and Jiu valleys. The flow field for the phreatic aquifer of the Lower Pleistocene Groundwater is radial-diverging on the Desnățui-Jiu Interfluve (145–150 m a.s.l.) and radial-converging in the Desnățui Valley (105–110 m a.s.l.); (Enciu, Giurgea, Diaconu, 1985).

The main hydrogeochemical types are: sodium bicarbonate-chlorite for Lower Dacian Groundwater, magnesium bicarbonate-sulphate for Upper Dacian-Middle Romanian Groundwater and calcium-magnesium bicarbonate for the Lower Pleistocene Groundwater (these features depend on the geochemical facies during the deposition of the formations) (Enciu, Căciun, 1994).

References

- Enciu, P., Giurgea, P., Diaconu, A. (1985) Harta hidrogeologică a României, scara 1:100.000, foaia Craiova.
- , Crăciun, P. (1994) Hydrogeochemical Characteristics of the Pliocene-Quaternary Formation of South-Western Oltenia and their vulnerability, p. 186–195, Bucharest Univ. Press.



SISTEMELE ACVIFERE DIN DEPOZITELE PLEISTOCENE ÎN ZONA BAZINELOR SUȘIȚA - TROTUȘ PLEISTOCENE AQUIFER SYSTEMS IN THE SUȘIȚA - TROTUȘ INTERSTREAM

P. CRĂCIUN, E. MOGOȘ, Cr. PANAIT

Cercetările pe teren efectuate în campania anului 1996 în nord-estul bazinului Dacic, regiunea de câmpie a bazinelor Sușița-Trotuș, au adus informații asupra extinderii spre nord a celor două acvifere din Pleistocen identificate la sud de Valea Putnei. În această regiune s-au recunoscut patru unități morfologice dispuse aproximativ paralele cu valea Siretului, reprezentate prin piemontul terasat, câmpia piemontană înaltă, câmpia piemontană joasă și lunca râului menționat. Dinamica areală a sistemelor acvifere este influențată într-o anumită măsură de dezvoltarea acestor unități.

Informațiile din teren au fost interpretate în concordanță cu datele forajelor hidrogeologice existente.

Caracteristicile litologice ale depozitelor pleistocene de la nord de Valea Putnei favorizează generarea a două sisteme de adâncime cu rol important în crearea de resurse pentru alimentarea cu apă.

1. Sistemul acvifer inferior

Această unitate hidrogeologică include acviferele din stratele psamitice și pefitice ce alcătuiesc partea superioară a Stratelor de Căndești (Pleistocen inferior). Ca arie de dezvoltare acest acvifer apare în unitatea piemontană, regiunea de câmpie și în zona de luncă.

În zona piemontană acviferele sunt localizate în baza orizonturilor de pietrișuri și bolovănișuri care apar interstratificate sub forma a două pachete inegale ca grosime fiind separate prin strate de argilă și marnă nisipoasă. Potențialul acvifer este în general scăzut fiind caracteristic zonelor cu drenaj accentuat din partea superioară a Complexului de Căndești. Un element care susține acest aspect îl reprezintă poziția coborâtă a apei subterane într-un foraj amplasat în punctul Vitănești. Adâncimea aproximativă de 90 m a nivelului piezometric determinat de acviferul din intervalul 104-131 m sugerează existența unui proces de drenare creat de acțiunea văilor adiacente. Aceeași situație apare în zona Panciu-Străoane (câmpul dintre văile Sușița-Zăbrăuț), unde acvifere de adâncime (130-284 m și respectiv 120-190 m) au nivele mai coborâte, de 106 m și respectiv 110 m, fiind la cote inferioare talvegului văilor Sușița-Zăbrăuț.

The field research carried out during 1996 in the north-eastern part of the Dacic Basin, namely the Sușița-Trotuș-Siret rivers plain, provided information about the northern extension of two Pleistocene aquifer systems. In the above mentioned region four morphological units have been recognized. These units are: high piedmont, high plain, lower plain and Siret meadow. They develop along the Siret valley. The regional dynamics of aquifers is dependent, to some extent, on the areal extension of the morphologic units.

The data obtained from field research have been interpreted together with hydrogeological data recorded in water supply wells.

Lithologic sequences of Pleistocene age include water-bearing deposits developed north of the Putna River. Several water wells drilled in the region have been completed to yield groundwater from Pleistocene deposits.

Some hydrogeological features of the two aquifers are shown below.

1. Lower aquifer system

This system comprises aquifers in coarse deposits of the Căndești Complex (Lower Pleistocene). It covers the piedmont region, the plain and the Siret meadow area.

Aquifers in the piedmont area occur at the base of the coarse deposits, being separated by thin silty clay layers. Groundwater potential evidenced by waters well is moderate, as these higher zones are essentially drained water moving to the lower plain. Consequently, the piezometric level was found at 90 m depth, at Vitănești point, where aquifers occur between 104m - 131 m depth. The same situation occurs in the Panciu and Străoane zones (the plain Sector Sușița-Zăbrăuț) where aquifers at depth intervals of 130-284 m and 120-190 m, respectively, indicate potentiometric levels of 106 m and 110 m, respectively. These levels correspond to altitudes below the thalweg of the mentioned rivers.

The grain-size of water-bearing deposits reduces to the depth (from gravel to medium - fine sand) that



Constituția granulometrică a orizonturilor acvifere inferioare, variază în adâncime spre fracțiuni mai fine (de la pietrișuri la nisipuri medii-fine) ceea ce determină scăderea capacității de debitare a straturilor. Astfel, de exemplu, în zona Panciu, două foraje de alimentare cu apă, unul cu adâncimea de 300 m (Panciu) și altul de 190 m (Satu Nou) au traversat pachetul inferior de pietrișuri și bolovănișuri gros de 10 m în primul și 56 m în al doilea. Datorită acestei reduceri de grosimi, apare și o scădere a capacității acvifere de la $64,8 \text{ m}^3/\text{zi.m}$ la $22,6 \text{ m}^3/\text{zi.m}$. Dacă ne raportăm la unitățile morfologice, se evidențiază tendința de creștere a capacității acvifere dinspre piemont către câmpie, deci în direcția acumulării apelor subterane.

Urmărind un profil transversal pe structura geologică, trecând prin forajele de la Movilița-Haret-Mărășești, se constată unele diferențieri în caracterele hidrogeologice ale sistemului acvifer inferior. Astfel, pe arealul câmpiei joase și înalte, orizonturile nisipoase au granulație fină și se găsesc la adâncimi de la 120 m până la cca 300 m, fiind într-o poziție subsidentă față de același acvifer din aria piemontană. Nivelele piezometrice se situează la adâncimi de 30-35 m, corespunzând la cote în jur de 190 m (fig. 1). În zona subsidentă a văii Siretului, stratele acvifere sunt mai groasere și încep la adâncimi de peste 200 m (forajul Haret). În sectoare mai sudice ale luncii Siretului (sud Mărășești), complexul de depozite aluviale groasere se dezvoltă începând de la suprafață și până la adâncimi probabil mai mari de 200 m. Secvența litologică din jumătatea inferioară a profilului alcătuiește acviferul inferior având o cotă piezometrică dintre cele mai coborâte din regiune (43 m). Având în vedere repartiția spațială a faciesului grosier, putem considera că în acest sector cele două sisteme acvifere sunt în interconexiune hidrodynamică.

Pe un aliniament mai nordic, Ruginești-Domnești sau Ruginești-Adjud, apar condiții hidrogeologice similare cu situația din sudul regiunii în ceea ce privește dinamica curenților acviferi, însă suprafața piezometrică se plasează la cote mai coborâte. Astfel, la Ruginești, un foraj executat pe câmpia joasă a indicat o cotă piezometrică de 138 m, de la care se constată o tendință de scădere către lunca Siretului, dovedită de rezultatele unor foraje de alimentare cu apă existente în zonele localităților Adjud (cota piezometrică 106 m) și Domnești (nivel piezometric la cota 97 m). Imaginea suprafeței piezometrice a sistemului acvifer inferior este prezentată prin linii de contur pe figura 1.

În ceea ce privește capacitatea de debitare se constată aceeași tendință de scădere pe aria câmpiei piemontane în raport cu șesul aluvionar. Astfel, la Ruginești, debitul specific este sub $10 \text{ m}^3/\text{zi.m}$, în timp ce la Domnești și Adjud valoarea acestui parametru crește la $40 \text{ m}^3/\text{zi.m}$ și respectiv $110 \text{ m}^3/\text{zi.m}$.

determină o scădere a transmisivității. Pentru exemplu, două puțuri de apă în zona Panciu, forate la diferite adâncimi, 300 m (Panciu) și 190 m (Satu Mare), au atins orizontul grosier inferior, 56 m și 10 m gros, respectiv. Din cauza acestei îngustări, randamentul specific scade de la $64 \text{ m}^3/\text{d.m}$ la $22 \text{ m}^3/\text{d.m}$.

În relație cu unitățile morfologice, o creștere graduală a potențialului acvifer, de la zona piemontană la zona joasă, unde apa acumulată, poate fi pompată la suprafață.

Într-un profil transversal (secțiune transversală) prin formațiunile cuaternare, trecând prin Movilița, Haret și Mărășești, unele caracteristici sunt evidente. În consecință, depozitele nisipoase din zona joasă sunt compuse din granule mai fine, situate la adâncimi mai mari (120-300 m) față de cele din zona piemontană. În același timp, nivelul piezometric este situat la 30-35 m adâncime, ceea ce corespunde unei cote de 190 m (fig. 1).

În zona de subsidență a văii Siretului, acviferul devine mai grosier și este găsit la adâncimi de peste 200 m (zona Haret). O caracteristică este evidențiată în secțiunea sudică a văii Siretului (sud Mărășești). Aici un puț a pătruns în nisipuri și nisipuri groasere de la suprafață până la o adâncime de 200 m.

Partea inferioară a secvenței litologice în zona Mărășești reprezintă acviferul inferior al cărui nivel freatic atinge o altitudine de 43 m și este cel mai scăzut în regiune.

Se poate observa că în această zonă cele două sisteme acvifere sunt hidrodynamic interconectate. Trecând spre nord, unele puțuri de apă investigate la Ruginești-Domnești sau Ruginești-Adjud prezintă o dinamică similară cu cea din zona de nord privind acțiunea de drenaj a văii Siretului. Pentru exemplu, puțul Ruginești, situat în zona joasă, indică un nivel freatic la 138 m altitudine. De aici, suprafața piezometrică are tendința de a scădea spre văia Siretului. Evident, în puțurile din Adjud și Domnești se înregistrează altitudini de 106 m și 97 m, respectiv. Acestea sunt prezentate în figura 1.

În ceea ce privește producerea de apă din puțuri, se poate observa o tendință de scădere de la zona piemontană la zona de văie. Acest lucru este confirmat în zona Ruginești (zona piemontană), unde randamentul specific produs de puț este mai mic de $10 \text{ m}^3/\text{d.m}$, în timp ce la Domnești și Adjud acesta crește la $40 \text{ m}^3/\text{d.m}$ și $110 \text{ m}^3/\text{d.m}$, respectiv. În zona traversată de afluenții Siretului, valorile acestui parametru variază monoton.

Figura 1 prezintă caracteristicile generale ale dinamicii regionale, ilustrând principalul drenaj către văia Siretului și parțial către râul Trotuș.

Gradientul hidrolic mediu este semnificativ mai mare în zona piemontană și în zona joasă (5.0-6.5%).



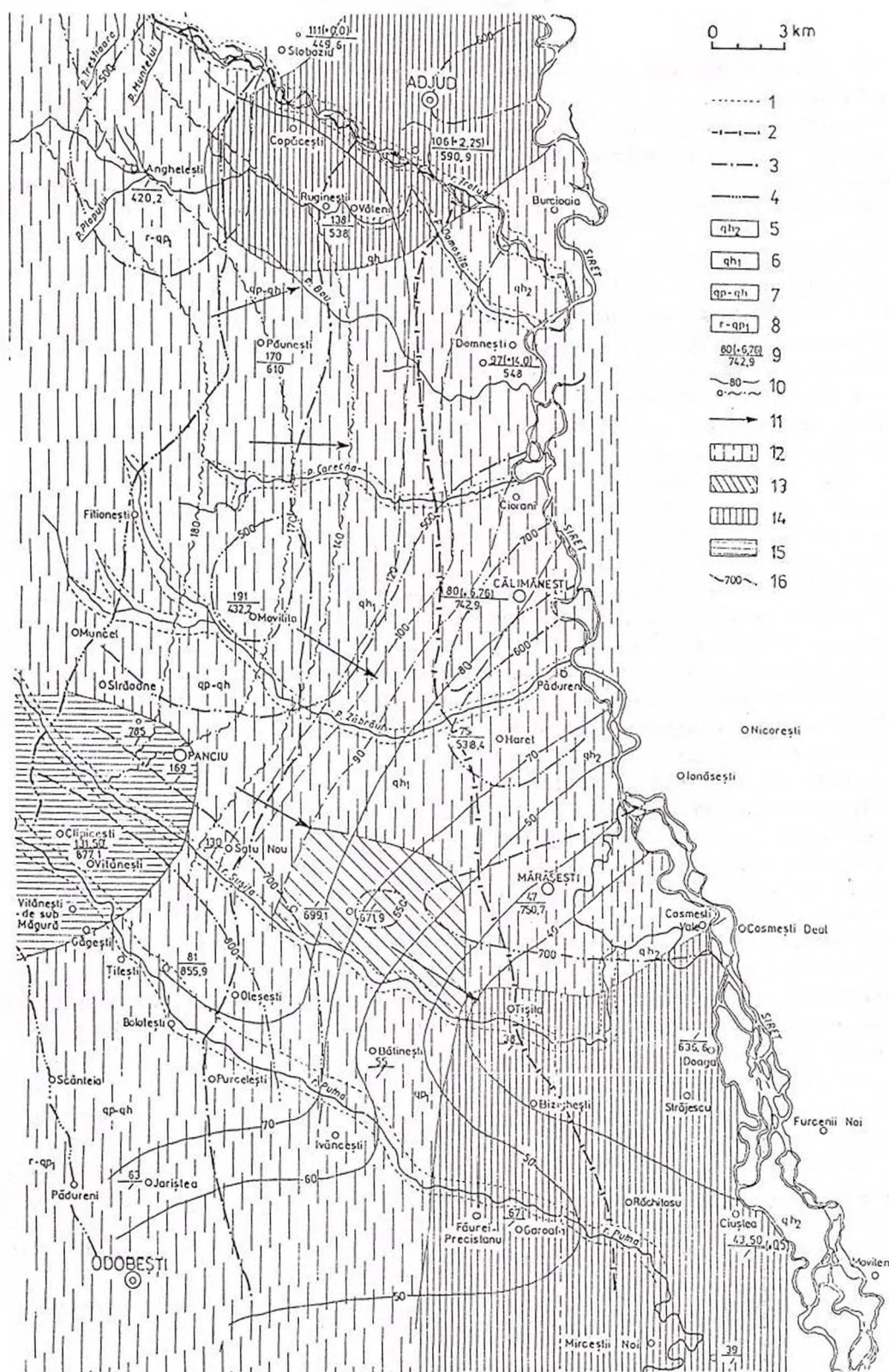


Fig. 1 - HARTA HIDROGEOLOGICĂ A COMPLEXULUI ACVIFER DE ADÂNCIME (PLEISTOCEN INFERIOR) ZONA VALEA SUȘIȚA - VALEA TROTUȘ. HIDROGEOLOGICAL MAP OF THE LOWER PLEISTOCENE AQUIFER IN THE SUȘIȚA - TROTUȘ RIVERS PLAIN. 1, Terrace boundary; 2, Lower plain boundary; 3, Higher plain boundary, 4, Piedmont boundary; 5, Upper Holocene; 6, Lower Holocene; 7, Undivided Quaternary; 8, Romanian - Lower Pleistocene; 9, Piezometric head [m], (artesian aquifer)/TDS[mg.l⁻¹]; 10, Piezometric head [m]; 11, Groundwater flow direction; 12, HCO₃ - Ca(Mg); 13, HCO₃ - Mg(Ca); 14, HCO₃ - Na(Ca); 15, Cl - Na(SO₄/Mg); 16, TDS[mg.l⁻¹].

În interfluviile afluenților Siretului, valorile acestui parametru sunt monotone.

Din imaginea suprafeței piezometrice, ilustrată pe figura 1, se desprinde aspectul general reprezentat de drenajul natural accentuat dinspre piemont către valea Siretului și în măsură mai redusă dinspre piemont către Valea Troțușului.

Gradientii hidraulici medii între piemont și câmpie (5–6,5 %) sunt sensibil mai mari decât de-alungul văii Siretului (2,5 %). De aici tragem concluzia că influența drenajului regional al Dunării este parțial anihilat de acțiunea văii Siretului situată într-o poziție subsidentă în raport cu sectoarele piemontane vestice.

Caracteristici hidrochimice. Totalitatea analizelor hidrochimice efectuate la laboratorul de analize geologice a S.C. Prospekțiuni S.A., arată că mineralizația apelor subterane din acviferele inferioare este scăzută, respectiv sub 700 mg/l. Această situație sugerează existența unor relații directe între apele subterane și sursele hidrologice de suprafață și de asemenea o dinamică activă în acvifer permițând reînnoirea apelor în cicluri de câțiva ani. Valorile cele mai scăzute ale conținutului solid dizolvat (sub 500 mg/l) apar în unele zone de pe valea Domoșiței și pe valea Troțușului. Printre acestea menționăm sectoarele localităților Anghelești și Urechești. Conținuturi mai mari, respectiv între 500–700 mg/l se întâlnesc în zonele Adjud, Ruginești și Mărășești (fig. 1).

Examinând răspândirea ionilor predominanți constatăm că grupul bicarbonic este prezent peste tot în concentrații variind între 4–8 meq/l. Valorile maxime se situează pe valea Bălca, afluent pe dreapta al Troțușului și în sudul luncii Siretului (Mărășești). Ionul clor este în general în conținuturi reduse, sub 2 meq/l. Dintre cationi, în ordinea descrescătoare a concentrațiilor, apar Ca^{2+} , Na^{+} și Mg^{2+} . Analizele indică pentru Ca^{2+} conținuturi de 3–5,5 meq/l, pentru Na^{+} cca 3 meq/l, iar al treilea cation apare între 0,5–2,5 meq/l.

2. Sistemul acvifer superior

În acest acvifer s-au inclus acviferele din orizonturile de pietrișuri cu nisipuri și bolovănișuri întâlnite prin foraje, pe aria luncii Siretului și pe câmpia joasă la adâncimi variind între 20 m și 100 m.

În ceea ce privește separația litologică a acestei entități hidrogeologice, se constată că în multe sectoare uniformitatea în plan orizontal și în adâncime îngreunează sau chiar face imposibilă delimitarea părții inferioare a sistemului.

În continuare vom prezenta câteva aspecte reieșite din examinarea datelor provenite de la forajele pentru alimentare cu apă.

Pentru zona de câmpie informațiile hidrogeologice provin de la forajele executate în zona localităților

Consequently, our conclusion is that the regional drainage to the Danube, remarked in the southern zones, is partially replaced by the subsidence area of the Siret valley.

Hydrochemical characteristics. Hydrochemical analyses show that water in the Lower Pleistocene aquifer has total dissolved solids less than 700 ppm. This concentration suggests a straight relation with the surface water and at the same time an active circulation allowing renovation of water after a period of several years. The smallest concentration of water (less than 500 ppm) occurs in some sector on the Domoșița and Troțuș valleys. Among them, Anghelești and Urechești localities are remarked. Greater TDS, between 500–700 ppm, can be found in the area Adjud–Ruginești–Mărășești (Fig. 1).

Examining major ions distribution, one can see that HCO_3^- occurs with common values, 4–8 meq/l. The maximum values are on the Bălca valley and on the southern Siret meadow (Mărășești). The second anion Cl^- was measured less than 2 meq/l. Among cations, the first is Ca^{2+} and it is followed by Na^{+} and Mg^{2+} . Their concentration represent 3.0–3.5 meq/l for Ca^{2+} , 2 meq/l for Na^{+} and 0.5–2.5 meq/l for the third.

2. Upper aquifer system

This system includes gravel, sand and pebbles tapped by wells at depths between 20 m and 100 m, on the Siret meadow on the lower plain area.

With regard to the identification of this hydrogeological unit, one can see that in many zones, the lithologic homogeneity in areal and vertical plain gives rise to difficulties in tracing the lower boundary. In the following, we present some aspects obtained from hydrogeological data provided by wells. Different enterprises have carried out drilling boreholes in the localities: Păunești, Haret, Pufești and Tișița on the lower plain, and at Adjud, Cosmești, Păduroiu and Călimănești on the meadow. At Păunești, one of the northeast point in the region, a higher piezometric level was found in comparison with other sites on the plain, such as Haret, Pufești and Tișița. Along the Siret valley, groundwater moves from piezometric head of 225 m in the north to southern places, where piezometric levels reach 95–50 m. This is determined by the subsidence region in the southern Siret valley in regard to northern parts of the same valley.

The coarse deposits of the upper aquifer have been penetrated between 50–80 m depth on the plain, lying below upper sandy clay of Pleistocene age.

The gravel and sand sequence in the upper aquifer has a relatively constant thickness of 18–20 m.

As regards the piezometric level, it was found at quite different depths on the plain, for example 6 m at



Păușeni, Haret, Pufești și Tișița, iar pentru zona de luncă în punctele Adjud, Cosmești, Pădureni și Călimănești.

Parcurgând de la nord către sud regiunea de câmpie se constată că în sectorul Păunești, punctul cel mai nordic investigat, acviferul dispune de o energie potențio-metrică mai ridicată față de punctele Haret, Pufești și Tișița. Curentul acvifer circulă de la cote piezometrice de 224 m în nord, spre sectoarele sudice cu valori mai scăzute, respectiv la cote de 90–50 m. Această situație este determinată de aspectul depresionar al câmpiei în zona sudică față de sectoarele nordice.

Ca adâncime, depozitele grosiere acvifere ale sistemului superior se situează între 50–80 m, plasându-se sub nivelul superior de argile nisipoase pleistocen superioare. Grosimea straturilor de nisipuri și pietrișuri apare relativ uniformă, fiind cuprinsă între 15–20 m. Nivelul apei subterane pe arealul câmpiei s-a întâlnit la adâncimi diferite, de la câțiva metri (6 m la Păunești) la 10–20 m în zona Haret, sau chiar 30 m la Tișița. Excepție face zona Pufești unde acviferul se manifestă artesian.

Capacitatea de debitare a sistemului acvifer superior se încadrează la cote moderate, sub $100 \text{ m}^3/\text{zi.m.}$ Spre deosebire de aceasta, zonele Pufești și Tișița, de pe lunca Siretului, dispun de potențiale acvifere mai mari, depășind $150 \text{ m}^3/\text{zi.m.}$

Se remarcă faptul că sectorul de luncă unde capacitatea acviferă este la cote înalte, se dispune paralel cu Valea Siretului și are o lățime îngustă, de câțiva km. Această zonă reprezintă aria de acumulare a sistemului acvifer, apele subterane de pe câmpia înaltă și joasă fiind drenate către Siret.

Caracteristici hidrochimice. Analizele chimice efectuate pe 13 probe de ape indică un conținut mineral dizolvat în cantități scăzute, respectiv sub 1 gr/l , intervalul de variație fiind între 400–980 mg/l . Interpretarea areală a distribuției mineralizației a condus la reprezentarea tendinței de variație a caracteristicilor calitative ale apei (fig. 2). Astfel se remarcă dispunerea izoliniilor de concentrații pe direcții aproximative SW–NE, sugerând o descreștere din sectorul sudic către zona nordică, învecinată văii Trotușului. Se remarcă, o zonă cu conținut mineral crescut între Panciu și Mărășești și o zonă cu ape subterane încadrabile la categoria de potabilitate, în bazinele văilor torențiale Zăbrăuț, Carecna, Domoșița și pe Valea Trotușului.

În comparație cu regiunea de la sud de valea Sușița în sectoarele nordice, apele subterane sunt mai demineralizate cu cca 100–200 mg/l , sugerând ideea apropierii de zonele de alimentare de pe rama nordică a structurii hidrogeologice. Totodată dispunerea izoliniilor de concentrație indică și existența unor sectoare de infiltrație de suprafață pe arealul piemontan și în

Păunești, 10–20 m at Haret and 30 m at Tișița. One exception is at Pufești, where the groundwater level arises above soil surface, when the aquifer is pened by well (Fig. 2).

The aquifer production rate recorded in wells usually was less than $100 \text{ m}^3/\text{d.m}$ for most part in the region. Nevertheless, in some subsided places, such as Pufești and Tișița sites, two wells yield a specific discharge rate exceeding $150 \text{ m}^3/\text{d.m}$.

A higher potential zone, of about 4–5 km width, displaying along the Siret valley can be remarked. It accounts for accumulation of groundwater which flows from the higher plain to the Siret valley the major drainage area.

Hydrochemical characteristic. Thirteen water samples were analysed in order to outline general geochemical features. Geochemical data indicate small values for TDS, usually below 1 gr/l . Most samples have mineral content between 400 and 480 mg/l . The areal distribution of the drawn on Figure 2 shows a regional trend of monotonous variation for qualitative characteristics. Contour lines of equal mineralization follow a general SW–NE direction, illustrating a decrease of TDS from the southern parts to the northern area, close to the Trotuș valley. A higher content is noticed in a zone between the localities of Panciu and Mărășești and another with fresh water of low mineralization spread on erosional valley Zăbrăuț, Carecna and Domoșița and also in the Trotuș basin.

In the northern region, groundwater has a decreased TDS with about 100–200 mg/l in comparison with the sector south of the valley. This suggests an approaching recharge zone located on the northern boundary of the Dacic Basin. At the same time contour lines of equal mineralization show that the piedmont area west of the Siret river includes recharge sectors for the Upper Pleistocene aquifers. A similar situation occurs in the Trotuș basin.

The distribution of hydrochemical facies delineates three types of waters. Therefore, the type $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}(\text{Mg}^{2+})$ was found in sector between Carecna and Domoșița valleys, and at Mărășești. The second type, $\text{HCO}_3^- - \text{Mg}^{2+}(\text{Ca}^{2+})$, is spread on the plain and meadow area, between Zăbrăuț and Carecna valleys, and on some high plain site, between Sușița and Zăbrăuț. The third type, $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+(\text{Ca}^{2+})$, was contoured in an area of the Trotuș–Siret interstream, covering the localities of Adjud, Văleni, Copăcești and Slobozia. Among these types, the last one appears to be related to the Trotuș River, whose water carries out solution salts from the Miocene molasse deposits developed in the Carpathian Foreland.

A broad comparison between the mineral composition of the TDS and the hydrochemical facies can lead to the assumption that no direct correlation exists



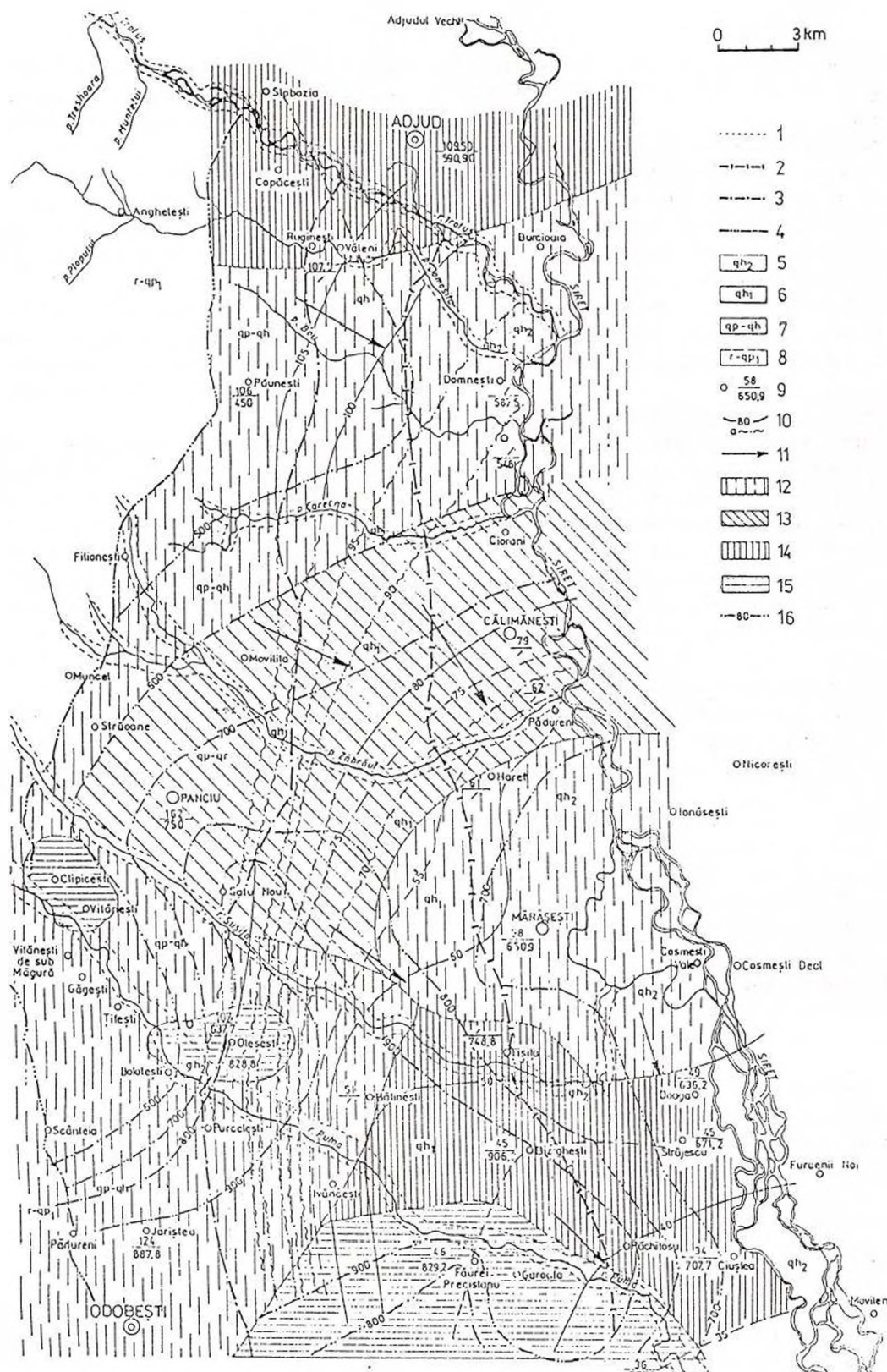


Fig. 2 - HARTA HIDROGEOLOGICĂ A COMPLEXULUI ACVIFER DE ADÂNCIME (PLEISTOCEN SUPERIOR) ZONA VALEA SUȘIȚA - VALEA TROTUȘ. HYDROGEOLOGICAL MAP OF THE LOWER PLEISTOCENE AQUIFER IN THE SUȘIȚA - TROTUȘ RIVERS PLAIN. 1, Terrace boundary; 2, Lower plain boundary; 3, Higher plain boundary; 4, Piedmont boundary; 5, Upper Holocene; 6, Lower Holocene; 7, Undivided Quaternary; 8, Romanian - Lower Pleistocen; 9, Piezometric head [m]/TDS[mg.l⁻¹]; 10, Piezometric head [m]; 11, Groundwater flow direction; 12, HCO₃ - Ca(Mg); 13, HCO₃ - Mg(Ca); 14, HCO₃ - Na(Ca); 15, Cl - Na(SO₄/Mg); 16, TDS[mg.l⁻¹]

special în zonele văilor erozive afluate Siretului și Trotușului.

Conturarea perimetrelor cu repartitia faciesurilor hidrochimice reflectă separarea a trei sectoare caracteristice. Astfel, tipul $\text{HCO}_3\text{-Ca(Mg)}$ este răspândit între Valea Carecna și Valea Domoșița, precum și în zona Mărășești. Al doilea tip $\text{HCO}_3\text{-Mg(Ca)}$ este răspândit pe aria de câmpie și luncă dintre Valea Zăbrăuți și Carecna, precum și o parte a câmpiei piemontane dintre Sușița și Zăbrăuț. Al treilea tip, $\text{HCO}_3\text{-Na(Ca)}$ s-a conturat într-un singur sector comun văilor Trotuș-Siret, în zona localităților Adjud--Văleni-Copăcești-Slobozia.

Dintre toate aceste tipuri, cel din urmă pare a fi legat de aportul de ape mai bogate în cloruri de sodiu pe care râul Trotuș le transportă din depozitele molasei miocene.

Examinând conținutul mineral al apei subterane în raport cu faciesurile chimice identificate la nord de Valea Sușița, putem aprecia că nu există o corelație între acestea, așa cum s-a observat în cazul regiunilor de la sud de Valea Sușița.

Din distribuția conținuturilor ionice individuale pentru componentii principali se constată o variație concordantă cu tendința observată la mineralizația totală numai pentru ionii HCO_3^- și Ca^{2+} .

among them, being in contrast with the situation in the subsidence plain are south of the Buzău River. The areal distribution for HCO_3^- and Ca^{2+} in groundwater is in accordance with the variation trend of the bulk mineral content.

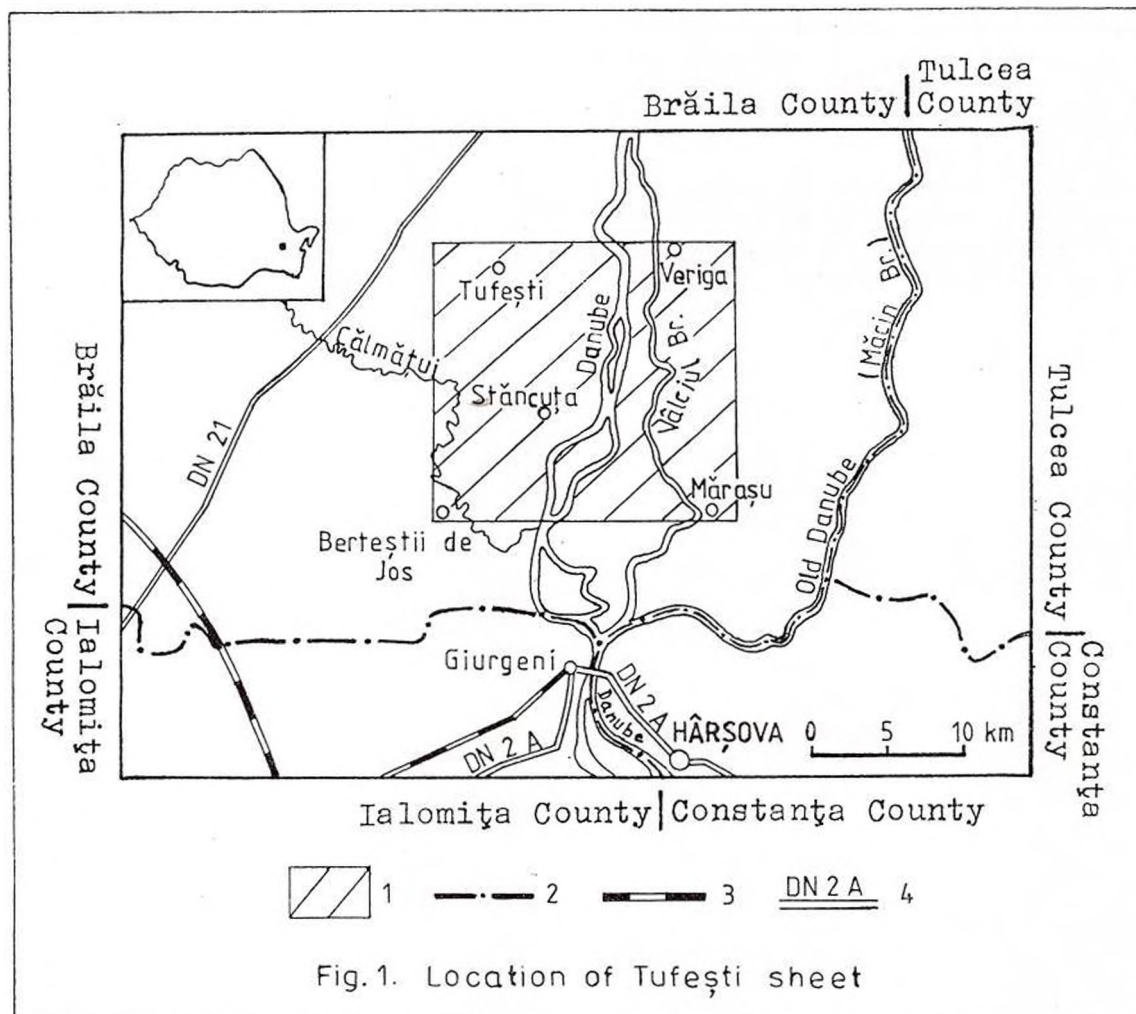


CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE PENTRU ELABORAREA FOII TUFEȘTI HYDROGEOLOGICAL RESEARCHES FOR THE ELABORATION OF THE TUFEȘTI SHEET

M.-T. MUNTEANU, E. MUNTEANU

Teritoriul reprezentat pe foia Tufești scara 1:50.000 este amplasat în partea de SE a județului Brăila (fig. 1), având o suprafață de 360 km², din care cca 25 km² revin Dunării, lacului Lupoiul și Călmățuiului.

The territory represented on the Tufești sheet (scale 1:50,000) is located in the southern part of the Brăila County (Fig. 1). The whole territory reaches 360 sqkm, out of which almost 25 sqkm are covered by the Danube, Lupoiul Lake and Călmățui River.



1, Researched territory; 2, County boundary. 3, Railway, 4, Asphalted road.

Structural, regiunea cercetată aparține de sectorul dobrogean al Platformei Moesice, iar hidrografic, se încadrează în bazinul Dunării.

Structurally, the investigated region pertains to the Dobrogean Sector of the Moesian Platform and, hydrographically, it is included in the Danube basin.



Dunărea străbate de la S la N aproximativ jumătatea de E a regiunii, fiind divizată în câteva brațe (Cremenea, Pasca, Vâlciul), între care se găsesc insule. În extremitatea de VSV a regiunii se găsește un sector din cursul inferior al Călmățuiului, cu sensul de curgere orientat, în general, de la N la S.

The Danube crosses south-northwards the eastern part of the region and is divided in several branches (Cremenea, Pasca, Vâlciul), separated by *sand bars*. Călmățui runs north-southwards in the west-southwest extremity, between Pârlita and Berbești de Jos localities, respectively.

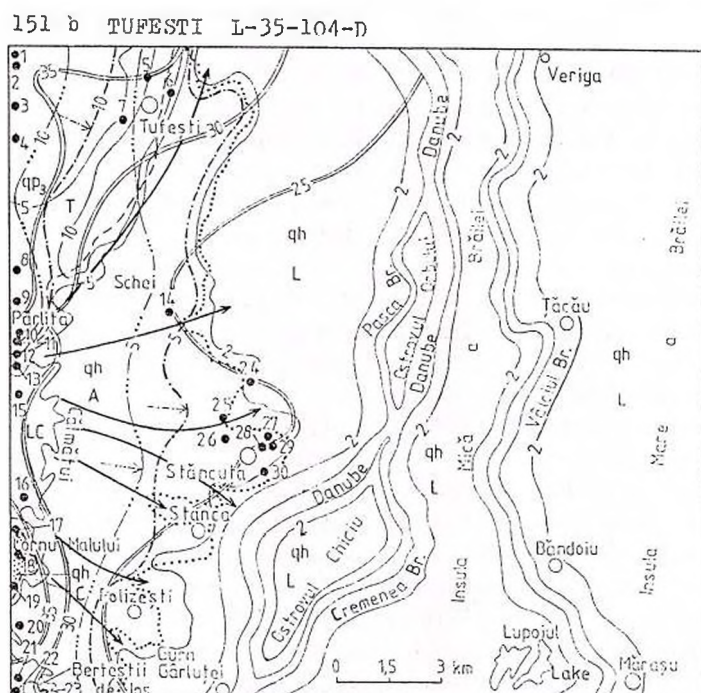


Fig. 2. Geomorphological and hydrogeological map

- 1 qh Holocene (a. eolian deposits: sand dunes in high field)
- 2 qp₃ Upper Pleistocene
- 3 L Danube alluvial plain
- 4 T Brăila terrace
- 5 LC Călmățui alluvial plain
- 6 C High field
- 7 A Accretionary zone
- 8 ----- Geological-morphological boundary
- 9 Boundary of accretionary zone
- 10 Paleovalleys of Călmățui (which migrated north-southwards)
- 11 24 Number of drilled well
- 12 • Hydrogeological drilled well
- 13 ---5--- Isohyphes of phreatic aquifer
- 14 ---2--- Isobathes of phreatic aquifer
- 15 ---10--- Isohyphes of middle-depth aquifer
- 16 ---25--- Isobathes of middle-depth aquifer
- 17 ->->-> Flow direction of phreatic aquifer
- 18 ->->-> Flow direction of middle-depth aquifer



Regiunea de câmpie, care a intrat în cadrul cercetărilor noastre, a făcut obiectul a numeroase studii geomorfologice, geologice, hidrogeologice și pedologice cum ar fi: Murgoci et al. (1908), Pană (1911), Vâlsan (1915), Pop (1947), Murgeanu et al. (1967), Bandrabur et al. (1968), Cernescu et al. (1970), Florea (1976) etc.

Geomorfologic, au fost întâlnite următoarele unități (fig. 2): lunca Dunării, terasa Brăilei, lunca râului Călmățui și câmpul înalt.

Lunca de pe malul stâng al Dunării este parazitată de zona de acreție laterală a Călmățuiului. Această zonă a reprezentat după Pană (1911) un con aluvial, pe care se observă 6-7 paleovăi ale Călmățuiului. În Holocen, paleovăile au migrat de la N la S spre cursul local, actual al Călmățuiului. Murgoci et al. (1908) a considerat Călmățuiul ca un paleocurs al râului Buzău.

Geologic, în regiune apar depozite pleistocene (alcătuite din nisipuri cu pietrișuri și bolovănișuri, nisipuri cu pietrișuri, nisipuri, nisipuri siltice, argile) și depozite holocene (alcătuite din nisipuri, nisipuri siltice, silturi, argile, soluri).

Datele provenite din forajele hidrogeologice și din cartările de suprafață au pus în evidență două tipuri de acvifere: de adâncime și freatic (fig. 2).

Acviferul de adâncime este acumulat în depozite pleistocene și se găsește sub adâncimea de 21,8 m. Este alcătuit din mai multe strate acvifere captive, reprezentate prin nisipuri, nisipuri cu pietrișuri, nisipuri cu pietrișuri și bolovănișuri. Apele acviferului prezintă caracter ascensional și au capacitatea de debitare cuprinsă între 0,7 l/s la Tufești (pentru o denivelare de 1 m) și 16 l/s la Cornu Malului (pentru o denivelare de 2 m) și la Berteștii de Jos (pentru o denivelare de 1 m).

Acviferul freatic prezintă nivel liber sau slab ascensional, fiind acumulat în depozite pleistocene superioare și holocene. Stratele freactice sunt alcătuite din silturi, nisipuri siltice, nisipuri și nisipuri cu pietrișuri. Debitul obținut prin pompări executate pentru acviferul freatic oscilează între 0,2 l/s la Cornu Malului (pentru o denivelare de 2 m) și 0,4 l/s la Tufești V (pentru o denivelare de 4 m).

Pentru caracterizarea chimică a apelor subterane au fost folosite rezultatele analizelor efectuate asupra probelor de apă prelevate din foraje și din cartările de suprafață.

Din cercetarea compoziției chimice a apelor de adâncime reiese că aceste ape sunt predominant cloruro-sodice, având pH cuprins între 5,8 (la Stăncuța) și 7,7 (la Tufești), durezza totală între 13,2 grade germ. și 181,4 grade germ. (ambele valori înregistrate la Stăncuța), iar mineralizația totală 990 mg/l (la Cornu Malului) și 7229,3 mg/l (la Stăncuța). Ca indicatori chimici toxici semnalăm prezența azo-

This territory represented the object of numerous morphological, geological, hydrogeological, hydrochemical and pedological studies, as follows: Murgoci et al. (1908), Pană (1911), Vâlsan (1915), Pop (1947), Murgeanu et al. (1967), Bandrabur et al. (1968), Cernescu et al. (1970), Florea (1976) etc.

Geomorphologically, the region contains the following units (Fig. 2): Danube alluvial plain, Brăila terrace, Călmățui alluvial plain and high field.

The greatest part of the alluvial plain from the left bank of the Danube is occupied by the accretionary zone of Călmățui. This zone represented after Pană (1911) an alluvial fan, on which 6-7 paleovalleys of the Călmățui can be observed. During the Holocene, these paleovalleys migrated north-southwards, to the local present course of the Călmățui. Murgoci et al. (1908) considered the Călmățui a paleocourse of the Buzău River.

Geologically, there are Pleistocene deposits (consisting of sands with gravels and boulders, sands with gravels, sands, silty sands, clays) and Holocene deposits (consisting of sands, silty sands, silts, clays and soils).

The hydrogeological outcrop mapping and the data reported by drilled wells have shown two types of aquifers: middle-depth and phreatic (Fig. 2).

The middle-depth aquifer is located in Pleistocene deposits, under 21.8 m depth. This aquifer is represented by more water-bearing strata (consisting of sands, sands with gravels, sands with gravels and boulders) and has the following yields: from 0.7 l/s at Tufești (for 1 m drawdown) till 16 l/s at Cornu Malului (for 2 m drawdown) and Berteștii de Jos (for 1 m drawdown). The middle-depth waters have ascensional level.

The phreatic aquifer is located in Upper Pleistocene and Holocene deposits and phreatic strata are constituted of silts, silty sands, sands, sands with gravels. The yields of this aquifer have estimated by considering yields obtained by test pumping in hydrogeological drilled wells. These yields are variable: from 0.2 l/s at Cornu Malului (for 2 m drawdown) to 0.4 l/s at Tufești (for 4 m drawdown). The phreatic waters have free level or slight ascensional level.

In order to define the chemical features of groundwaters, the results of the chemical analyses for water samples collected from drilled wells and hydrogeological outcrop mapping have been used.

The middle-depth waters have the following chemical features: pH between 5.8 (at Stăncuța) and 7.7 (at Tufești), hardness between 13.2 and 181.4 German degrees (at Stăncuța), total dissolved solids between 990 mg/l (at Cornu Malului) and 7229.3 mg/l (at Stăncuța). The toxic chemical indicators are represented by nitrite (0-60 mg/l, high values registered



tiților (cu valori cuprinse între 0–60 mg/l, valori mari înregistrându-se la Tufești, Pârlita, Stăncuța) și azotaților (0–140 mg/l, valorile îngrijorătoare fiind la Pârlita).

Apele freatice sunt cloruro-bicarbonatice și sodio-magneziene, având pH cuprins între 6,9 (la Tufești și Veriga) și 8,5 (la Tufești), duritatea totală între 20,2 grade germ. (la Țăcău) și 190,4 grade germ. (la Berteștii de Jos), iar mineralizația totală între 1130 mg/l (la Tufești) și 6759,6 mg/l (la Berteștii de Jos). Conținutul în azoți oscilează între 0–20 mg/l (valori mari la Tufești), cel în azotați între 0–461 mg/l (valori îngrijorătoare la Tufești, Schei, Stăncuța, Berteștii de Jos etc.), iar cel în substanțe organice între 12,6–41,6 mg/l (valori mari la Stăncuța).

Din râul Călmățui a fost prelevată o probă de apă, care este predominant cloruro-sodică, având pH de 7,2, duritatea totală de 25,5 grade germ., mineralizația totală de 1399 mg/l și conținutul în substanțe organice de 34,8 mg/l.

at Tufești, Pârlita, Stăncuța) and nitrate (0–140 mg/l, alarming values at Pârlita). The middle-depth waters are predominantly chlorite and sodium.

The phreatic waters have pH between 6.9 (at Tufești, Veriga) and 8.5 (at Tufești), hardness between 20.2 German degrees (at Țăcău) and 190.4 German degrees (at Berteștii de Jos), total dissolved solids between 1130 mg/l (la Tufești) and 6759.6 mg/l (at Berteștii de Jos). The toxic indicators are represented by: nitrite (0–20 mg/l, high values registered at Tufești), nitrate (0–461 mg/l, alarming values at Tufești, Schei, Stăncuța, Berteștii de Jos etc.) and organic substances (12.6–41.4 mg/l, high values at Stăncuța). The phreatic waters are chlorido-bicarbonatic and sodio-magnesianic.

A water sample collected from the Călmățui river is predominantly chlorido-sodic, having: pH 7.2, hardness 25.5 German degrees, total dissolved solids 1399 mg/l and content of organic substances 34.8 mg/l.

Selected References

- Murgoci, G., Ruscescu, D.R., Protopopescu-Pake, E.I., Enculescu, P. (1908) Raport asupra lucrărilor secțiunii agrogeologice pe anul 1906–1907. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, 1907, p. 12, București.
- Pănă, A. (1911) Cursul inferior al Călmățuiului. *An. Inst. Geol. Rom.*, IV, 1910, fasc. II, p. 177–224, București.



**OBSERVAȚII LIMNOGEOLOGICE PRIVIND LACU SĂRAT
(JUDEȚUL BRĂILA)
LIMNOGEOLOGICAL OBSERVATION CONCERNING
THE SALT LAKE (BRĂILA COUNTY)**

M.-T. MUNTEANU, E. MUNTEANU

Pe malul stâng al Dunării, între municipiul Brăila și comuna Chișcani, se află stațiunea Lacu Sărat. Brăila și stațiunea sunt legate prin două linii de comunicație: de tramvai și de autobuz.

Apele Lacului Sărat și ale lacului Tichilești s-au acumulat în zonele mai coborâte ale unui braț părăsit, probabil al Dunării (fig.). Salinitatea apelor a fost influențată de condițiile semiaride din câmpia Bărăganului și de activitățile umane.

Lacu Sărat se găsește în depozite loessoide holocene și este împărțit prin intermediul unui dig în două bazine lacustre; Lacu Sărat I (la nord-est, folosit pentru terapie balneară) și Lacu Sărat II (la sud-vest). Pe acest dig se află drumul asfaltat și calea ferată dintre localitățile Lacu Sărat și Chișcani.

Lacu Sărat I are o suprafață de cca 0,75 km², iar lacu Sărat II de 1 km². Adâncimea medie a celor două lacuri este variabilă, între 0,2-0,5 m, în funcție de climatul ploios sau secetos. Suprafața lacului Sărat a scăzut de la 1,75 km² la 0,7-0,8 km² în câteva rânduri, cum ar fi următorii ani: 1872, 1887, 1957 și 1960.

Lacu Sărat I are o formă aproape circulară. Stațiunea și plaja sunt amplasate în partea de sud a acestui lac. Malul de vest este cu 1,5 m mai înalt decât nivelul lacului.

Lacu Sărat II are o formă alungită, lungimea de cca 2 km, iar lățimea medie de cca 350 m.

Din cauza digului dintre Lacu Sărat I și Lacu Sărat II, apele celor două lacuri prezintă diferențe de salinitate. Astfel, apele Lacului Sărat I sunt mai sărate decât cele ale lacului Sărat II.

În 1994, o probă de apă prelevată din Lacu Sărat I a avut următoarele caracteristici chimice: pH de 6,7, duritatea totală de 2320,5 grade germ., mineralizația totală de 102,14 g/l, fiind clururo-sodo-magnezică.

Stănescu și Radu (1975) consideră că sărurile celor două lacuri provin din depozitele loessoide și sunt reprezentate prin mirabilit și glauberit. Pe plajă se întâlnesc eflorescențe și cruste de halit și thenardit.

On the left bank of the Danube, between Brăila town and Chișcani village, there is Salt Lake Spa. Brăila and the spa are connected by two communication lines: tram and bus.

The waters of Salt Lake and Tichilești Lake have accumulated in lower zones of a left branch, probably of the Danube (Fig.). Salinity of waters has been influenced by semiarid conditions from the Bărăgan Plain and human activities.

Salt Lake is located in Holocene loessoid deposits and is divided by a dam in two lacustrine basins: Salt Lake I (to the northeast, used for balneary therapy) and Salt Lake II (to the southwest). On this dam there are asphalted road and railway between Lacu Sărat and Chișcani localities.

Salt Lake I totalizes about 0.75 sqkm, and salt Lake II 1 sqkm. The middle depth of the lakes is variable, from 0.2 m to 0.5 m, depending on rainy or droughty climate. The area of Salt Lake decreased from 1.75 sqkm to 0.7-0.8 sqkm several times, such as the years: 1872, 1887, 1957 and 1960.

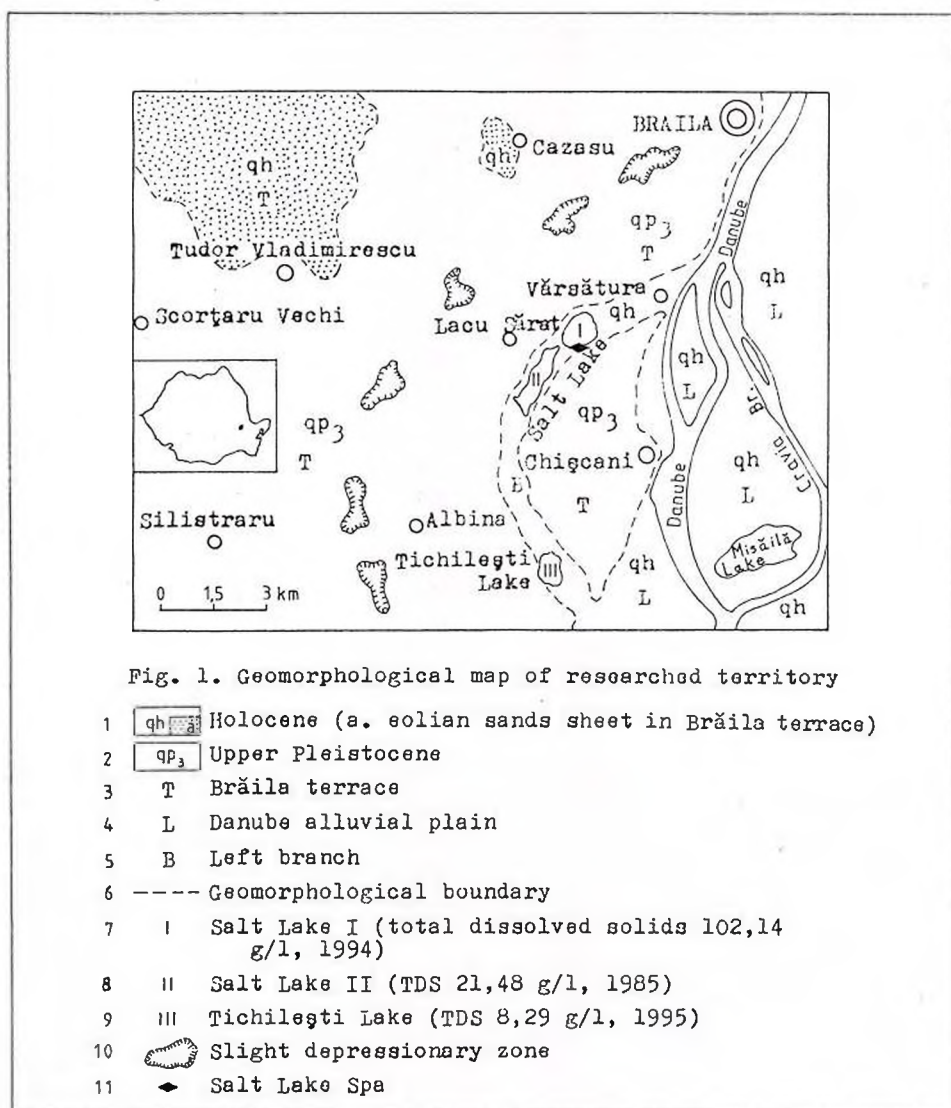
Salt Lake I is almost in the shape of a circle. The spa and the beach are situated in the southern part of this lake. The western bank is with 1.5 m above the lake level.

Salt lake II has an elongated shape, being 2 km in length and 350 m middle in width.

Because of the dam between Salt Lake I and Salt Lake II, the waters of the lakes present salinity differences. Thus, the waters of Salt Lake I are more salted than the ones of Salt Lake II.

In 1994, a water sample collected from Salt Lake I had the following chemical features: pH 6.7, hardness 2320.5 German degrees, total dissolved solids 102.14 g/l, being chlorido-sodio-magnesian type.

Stănescu and Radu (1975) consider that the salts of the two lakes come from loessoid deposits and are represented by mirabilite and glauberite. On the beach there are efflorescences and crusts of halite and



În decursul timpului, probele de apă prelevate din Lacu Sărat I au prezentat salinități diferite, în principal datorită climatului mai mult sau mai puțin secetos (tab.).

Depozitele din cuveta lacustră a Lacului Sărat I sunt alcătuite din nămoluri negre, nămoluri cenușii, argile vineții, silturi loessoide precum și alte sedimente lacustre. Schimbările periodice de climă conduc la alternanța condițiilor de sedimentare chimică și clastică. Efectele sezoniere pot fi suprapuse pe perioade mai lungi de timp. Sedimentele lacustre pot fi intercalate cu mineralele saline. Aceste cuplete clasto-chimice reprezintă diferite intervale de timp.

thernardite.

In the course of time, the water samples collected from salt Lake I various salinities, mainly because of more or less droughty climate (Tab.).

At the bottom of Salt Lake I there are black muds, grey muds, bluish clays, loessoid silts and other lacustrine sediments.

Periodic changes in climate lead to alternating conditions of chemical and clastic sedimentation. Seasonal effect may be superposed on longer term cycles. The lacustrine sediments tend to be interlayered with the saline minerals. The clastic-chemical couplets normally represent irregular timespans.

Table
Evoluția salinității apelor Lacului Sărat I
Salinity evolution of Salt Lake I waters

Authors	Year of analysis	Salinity (g/l)
Carnot	1888	58,04
Dumitriu	1909	70,66
Petrescu	1940	67,20
Demayo	1956	83,95
Demayo	1957	221,26
Demayo	1958	104,80
Tintilă	1960	172,06
Costăchescu	1960	193,30
Radu	1960	180,45
Florea	1967	72,89
Găstescu	1969	74,83
Geamănu	1971	70,46
Diaconescu	1975	104,74
Stănescu, Radu	1975	156,00
Samson	1982	86,45
Samson	1983	147,68
Bulgăreanu	1984	84,16
Bulgăreanu, Olariu	1985	83,81
Munteanu, Munteanu	1994	102,14

Cu mult în urmă, localnicii au descoperit calitățile terapeutice ale apelor, nămolurilor negre și nămolurilor cenușii. Lacu Sărat I este folosit, în principal, pentru balneoterapie, efectul său vindecător datorându-se apei saline și, în special, nămolului negru și cenușiu. În prezent, în stațiunea balneară Lacu Sărat se pot efectua tratamente medicale pe perioade de 12, 15 sau 18 zile, în tot cursul anului calendaristic.

Stațiunea Lacu Sărat este recomandată pentru afecțiuni ale aparatului locomotor, rahitism, tulburări ale sistemului nervos periferic, boli dermatologice, tulburări ale circulației periferice, afecțiuni respiratorii, tulburări oftalmologice precum și pentru alte tratamente profilactice și curative.

A long time ago, the natives have discovered the therapeutical qualities of waters, blank muds and grey muds. Salt Lake I is mainly used for balneotherapy, its healing effect being due to the saline water and especially to the black and grey mud. Nowadays, in Salt Lake Spa it is possible the effectuation of a medical treatment for 12, 15 or 18 days, all the year round.

Salt Lake Spa is recommended for musculoskeletal disorders, rachitis, peripheral nervous system diseases, dermatological diseases, peripheral circulation disorders, breathing diseases, ophthalmological diseases as well as other prophylactic and curative treatments.

Selective References

- Bulgăreanu, V., Olariu, C. (1986) Report. Arch. IGR, București.
 Florea, N. (1976) Geochimia și verificarea apelor din Câmpia Română de nord-est. Ed. Acad. T.S. România, p. 201, București.
 Stănescu, V, Radu, H. (1975) Report. Arch. IGR, București.



ATLASUL MINERALOGIC FELDSPATOIZI / FELDSPATOIDS

Lucia ROBU, Ion Nicolae ROBU

Feldspatoizii, incluși în grupul tectosilicaților, sunt silicați cu structuri tridimensionale, determinate de modul de aranjare al tetraedrilor de $\text{Si-Al}[(\text{Al},\text{Si})\text{O}_4]$ în rețeaua cristalină: tetraedri de siliciu-aluminiu și oxigen, legați între ei prin toate cele patru colțuri; se formează astfel o rețea deosebit de compactă, relativ stabilă electrochimic. Deficitul de sarcină determinat se substituie Si - Al, conferă însă, o sarcină negativă complexului anionic, neutralizată în general de cationi monovalenți sau bivalenți, cu rază ionică mare, dispuși în golurile rețelei. Investigațiile de ordin petrografic și mineralogic au evidențiat prezența feldspatoizilor, **nefelin**, **sodalit**, **cancrinit**, **analcim** și **helvin** în câteva zone din România: (1) **Carpații Orientali** (1a) *Munții Tulgheșului* (Rădulescu, Dimitrescu, 1966) (1b) *Munții Giurgeu Masivul alcalin Ditrău* (Constantinescu, Anastasiu, 1979, Ianovici et al, 1979, Robu, fide Bindea et al, 1992); **Carpații Meridionali** (2a) *Munții Lotrului zona Mălaia* (Savu, 1968); (2b) *Munții Almașului, zona Dealul Râu-Cărbunăria-Streniacul Mic* (Stan, Tiepac, 1996) și zonele *Orșova-Ogradena* și *Moldova Nouă* (Rădulescu, Dimitrescu, 1966); (3) **Munții Apuseni**, zonele *Orăștie*, *Almașul Mare*, *Almașul Mic*, *Techereu* (Rădulescu, Dimitrescu, 1966).

Nefelinul, a fost identificat în:

– *Munții Lotru, zona Mălaia*, în contextul unor roci alcaline, localizate în șisturi cristaline de grad mediu aparținând Seriei de Sebeș-Lotru. Vârsta acestora este apreciată la nivel de Precambrian superior. Asociațiile minerale în care a fost citat sunt de tipul $\text{egirin} \pm \text{nefelin} + \text{plagioclaz} + \text{microclin}$, fiind format printre ultimele faze minerale, incluzând minerale cristalizate anterior (rutil); are contur xenomorf și ocupă frecvent interstițiile dintre celelalte minerale; frecvent este lierberitizat.

– *Munții Giurgeu, Masivul alcalin Ditrău*, în roci de tip sienitic (sienite feldspatoide), monzonite și essexite, în următoarele asociații minerale: nefelin+microclin+biotit; nefelin+microclin+albit+biotit+hornblendă; nefelin+albit+oligoclaz+biotit+hornblendă+piroxen. Nefelinul are aspecte euhedrale, subhedrale sau anhedrale, uneori cu structuri mixte, de tip "myrmekitic", date de concreșterea cu kalsilitul. Este considerat mineral primar, cristalizat dintr-o magmă

Feldspatoids included in the tectosilicates group have three-dimensions silicate structure, determined by the arrangement of the $\text{Si-Al}[(\text{Al},\text{Si})\text{O}_4]$ tetrahedra in the crystalline network; Si-Al-O tetrahedra link between them by all their four oxygens; in this way they can form a very high compact network, with a relative electrochemical stability. The deficiency of charge, determined by Si-Al substitutions, gives to the anionic complex $(\text{Si-Al})\text{O}_4$ a negative charge, generally neutralized by monovalent or divalent cations, with high ionic radius, disposed in the holes of crystalline mineral network. Petrographical and mineralogical investigations emphasized the presence of the feldspatoids **nefeline**, **sodalite**, **cancrinite**, **analcime**, **helvine** in some Romanian zones from: (1) **Eastern Carpathians** (1a) *Tulgheș Mountains* (Rădulescu, Dimitrescu, 1966); (1b) *Giurgei Mountains, Ditrău alkaline massif* (Constantinescu, Anastasiu, 1979, Ianovici et al, 1979, Robu, Robu, in Bindea et al, 1992); (2) **Southern Carpathians** (2a) *Lotru Mountains, Mălaia Zone* (Savu, 1968); (2b) *Almăj Mountains, Râu Hill-Cărbunăria-Streniacul Mic Zone* (Stan, Tiepac, 1966) and *Orșova, Ogradena, Moldova Nouă Zones* (Rădulescu, Dimitrescu, 1966); (3) **Apuseni Mountains Orăștie, Almașul Mare, Almașul Mic, Techereu Zones (Rădulescu, Dimitrescu, 1966).**

Nefeline was identified in:

– *Lotru Mountains, Mălaia Zone*, in alkaline rock context, associated with the medium-grade crystalline schists of the Sebeș-Lotru Series. Some characteristic mineral assemblages have been observed, as follows: $\text{egyrine} \pm \text{nefeline} + \text{plagioclase} + \text{microcline}$, crystallized between the last mineral phases. The inside of the nefeline crystals includes some previously crystallized minerals, (rutile), their outlines are xenomorph and have frequently been met in the interstitial space of other crystals; sometimes it is substituted by lierberite phases.

– *Giurgeu Mountains, Ditrău alkaline massif*, in syenitic rock type (feldspatoid syenites), monzonites and essexites, in mineral assemblages, as follows: $\text{nepheline} + \text{microcline} + \text{biotite}$; $\text{nepheline} + \text{microcline} + \text{albite} + \text{hornblende}$; $\text{nepheline} + \text{albite} + \text{oligoclase} + \text{biotite} + \text{hornblende} + \text{pyroxene}$. The nepheline crystals are euhedral, subhedral or anhedral,



primară, înaintea feldspaților. Frecvent este substituit de cancrinit, sodalit, analcim, liebnerit, reflectând transformări subsolidus, în prezența apei.

– *Munții Almăjului, zonele Orșova-Poiana Mraconia și Dealul Rău-Cărbunăria-Streniacul Mic* cantonat în roci cu aspect porfiric

Analcinul a fost semnalat în *Munții Tulgheșului* (filoane monchiquitice, care străbat șisturile cristaline), *zonele Orăștie*, asociat cu calcit, natrolit, heulandit, în vacuolele unor roci bazaltoide cu aspect vacuolar și *Orșova*, asociat skarnelor, formate la contactul rocilor banatitice cu calcare.

Sodalitul a fost evidențiat în zone din *Munții Giurgeu, Masivul alcalin Ditrău*, în asociații de tip nefelin+sodalit+cancrinit, mineral se substituie pentru nefelin, și *Orșova-V. Ogradena*, asociat cu roci sienitice nefelinice.

Cancrinitul semnalat în *Munții Giurgeu, Masivul alcalin Ditrău*, a fost observat ca mineral de substituie pentru nefelin, în roci foidice. Analizele chimice au evidențiat prezența sulfului și carbonului în structura cristalină a acestuia, desemnând astfel un termen intermediar al seriei cancrinit, compoziția sa variind între carbonat-cancrinit și sulfat-cancrinit. În *zona Orșova* a fost citat în sienite nefelinice, sienite porfirice și tinguaites.

Helvinul a fost menționat în unele ocurențe din *Zona Baia Mare și Munții Apuseni*, ca mineral hidrotermal, cristalizat la temperatură mică, asociat cu rodocrozit și cuarț.

sometimes, with mixed structures, "myrmekitic" type, determined by the nepheline-kalsilite intergrowth. In these mineral assemblages, nepheline is a magmatic mineral, crystallized in an initial magma, before the crystallization of feldspars. Frequently, it is substituted by cancrinite, sodalite, analcime, liebnerite, reflecting subsolidus exchanges, in the H₂O presence.

– *Almăj Mountains, Orșova, Poiana Mraconia and Rău Hill-Cărbunăria-Streniacul Mic Zone*, associated with porphyric alkaline rocks.

Analcime was mentioned in the *Tulgheș Mountains* (monchiquitic veins, cutting crystalline schists), (1) *Orăștie Zone*, associated with calcite, natrolite, heulandite, in some vugs of the basaltic rocks, and *Orșova Zone*, in the mineralogical context of skarn rocks, formed at the contact between banatitic rocks and limestones.

Sodalite was observed in the *Giurgeu Mountains, Ditrău alkaline massif*, in mineral assemblages, as follows: nepheline + sodalite + cancrinite, as a substituting mineral for nepheline, or *Orșova, Ogradena valley Zone*, in the nepheline syenitic rock context.

Cancrinite, mentioned in the *Giurgeu Mountains, Ditrău alkaline massif*, was observed as a substituting mineral for nepheline, in the foidic rocks. The chemical analyses emphasized S and C in its chemical composition, described a mixed term of cancrinite, sulfate and carbonate-one. In the *Orșova Zone*, cancrinite was observed in nepheline syenites, porphyric syenites and tinguaites.

Helvine, was mentioned in some occurrences from *Baia Mare Zone and Apuseni Mountains*, as hydrothermal mineral, crystallized at the low temperatures, associated with quartz and rhodochrosite.

Bibliography

- Bindea, G., Runceanu, M., Săbău, G., Robu, L., Popa, Gh., Tiepac, I., Anastasie, Ș. (1992) Modele de evoluție magmatică și metalogenetică alpină și prealpină în România. Studiul mineralogic, petrographic și metalogenetic al masivului alcalin de la Ditrău. Arhiva I.G.R.
- Constantinescu, E., Anastasiu, H. (1979) Nepheline du massif alcalin de Ditrău. *Anal. Univ. București, Geol.*, XXVIII, p. 15-27, București.
- Ianovici, V., Stîopol, V., Constantinescu, E. (1979) Mineralogie. Edit. Didactică și Enciclopedică, 827 p. București.
- Rădulescu, D., Dimitrescu, R. (1966) Mineralogia topografică a României. Edit. Academiei, 376 p., București.
- Savu, H. (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia și poziția lor în structura cristalinului Lotrului. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIII/3 (1965-1966), București.



ATLASUL MINERALOGIC.
FILOSILICAȚI MAGNEZIENI ȘI MINERALE ASOCIATE ÎN ROCI
ULTRAMAFICE DIN CARPAȚII MERIDIONALI
Mg-PHYLLOSILICATES AND ASSOCIATED MINERALS IN ULTRAMAFIC
ROCKS FROM THE SOUTHERN CARPATHIANS

L. ROBU, I. N. ROBU, G. STELEA, I. VANGHELIE, V. ALEXE

Studiul de față vizează filosilicați magnezieni și minerale asociate în corpuri ultramafice din Munții Parâng, fiind investigate corpurile din "Găuri", vf. Ciobanu, v. Lotrului, culmile Ștefanu-Puru și Muntinu-Urdele, izvoarele v. Puru, precum și cele care află în valea Gilortului.

Din punct de vedere structural corpurile ultramafice menționate apar asociate celor două mari domenii, separate în Carpații Meridionali, Getic și Danubian, fiind incluse în serii cristaline (Seriile de Sebeș-Lotru, Tulișa și Drăgășan), afectate succesiv de evenimente metamorfice, care le conferă un caracter polimetamorf specific.

Procesele metasomatice declanșate și întreținute de principalele faze metamorfice, au determinat modificări semnificative în echilibrul fizico-chimic al rocilor inițiale, ultramafice, declanșând o serie de schimbări în compoziția mineralogică a acestora, conducând în final la dispariția totală sau parțială a unor faze minerale inițiale sau la apariția altora noi.

Mineralele luate în studiu, **clorite**, **minerale serpentinite**, **amfiboli**, aparțin celui de-al doilea grup, studiul acestora implicând evidențierea caracteristicilor chimico-structurale prin metode chimice (metoda pulberilor) și fizice (IR, RX, DTA) de analiză.

Cloritele sunt rar întâlnite în ansamblul mineralogic evidențiat de corpurile ultramafice din Munții Parâng, fiind semnalate numai în ocurența de la "Găuri". Investigațiile întreprinse au reliefat un clorit magnezian, de tip *clinoclor*, cu interesante schimburi între cationi, pe nivele tetraedrice și octaedrice.

Este evidentă substituția Si-Al, în proporții considerabile, ajungând până la aproximativ 2 ufs, pe nivele tetraedrice, și a Mg cu Fe^{2+} , Mn, Fe^{3+} , Al, pe cele octaedrice. Totalitatea substituțiilor octaedrice nu modifică totuși caracterul tri-trioctaedric al acestora.

Mineralele serpentinite, întâlnite în toate ocurențele investigate, sunt reprezentate de cele trei tipuri structurale, *lizardit*, *crisotil*, *antigorit*.

Marea sensibilitate a serpentinelor la schimbările chimico-structurale ale mediului, concretizată prin frecvente modificări structurale la nivel de rețea, a

This study deals with Mg-phylosilicates and associated minerals in some ultramafic bodies of the Parâng Mountains, some zones being investigated as follows: "Găuri", Lotrului v., Ștefanu-Puru and Muntinu-Urdele areas, spring of Puru valley, and Gilort valley.

As structural entities, they have been mentioned in two main structural domains of the Southern Carpathians, Getic and Danubian, being enclosed in the crystalline formations of the Sebeș-Lotru Series, for the Getic Realm, and Tulișa and Drăgășan Series, for the Danubian one. All of them are successively affected by metamorphic events, that gave them a specific polymetamorph character.

Metasomatic processes determined, generally, by the main metamorphic phases, have produced some significant exchanges in the physico-chemical equilibrium of the initial ultramafic rocks, determining some changes in their mineralogical context, and finally, the total and partial substitutions of some initial mineral phases and the crystallization of new ones.

The studied minerals, chlorites, serpentine minerals, amphibolites, belong to the second group, their study consisting of some specific investigations for determining their chemico-structural characteristics, using chemical methods (dry powder method) and physical analytical ones (IR, RX, DTA).

Chlorites have a reduced spreading in the mineral assemblages emphasized by the ultramafic bodies of the Parâng Mountains. The investigations pointed out a Mg-chlorite, *clinoclore* type, with very interesting exchanges between cations on the tetrahedral or octahedral levels. So, some substitutions are evident as Si-Al, or Mg- Fe^{2+} , Mn, Fe^{3+} , Al, in both levels. All these substitutions do not modify their tri-trioctahedral character.

Serpentine minerals met in all investigated occurrences are represented by three structural types: *lizardite*, *crisotile* and *antigorite*. The high sensibility of serpentines at the chemico-structural exchanges of the geological context, has frequently determined, some important structural exchanges at their lattice level, so that they are very intimately associated.



făcut imposibilă separarea acestora prin metodele utilizate, astfel încât chimismul acestora trebuie privit ca un chimism global.

Se remarcă caracterul slab aluminos al acestora, cu două excepții: v. Lotrului, bogat aluminos, în care Al poate intra pe nivele octaedrice, și izvoarele v. Puru, unde caracterul slab aluminos este cel mai bine evidențiat. Pe nivel octaedric substituția Mg prin Fe^{2+} , Mn, Fe^{3+} , Al este nesemnificativă, fiind mult sub 1 ufs.

Investigațiile serpentinelor prin metode fizice au evidențiat predominanța uneia din varietățile structurale cunoscute: predominant antigorit, pentru cele provenite din zona vf. Ciobanu și izvoarele v. Puru, și crisotillizarditică, pentru celelalte ocurențe.

Amfibolii încadrați în grupul amfibolilor calcici (Leake, 1978 în Bailey, 1988), sunt în cea mai mare parte de tip tremolitic, uneori cu aspect asbestiform (creasta Muntinu-Urdele), tremolit-hornblendă, sau Mg-hornblendă. Caracterul amfibolilor este determinat de variațiile de chimism, pe nivele M, în special, în care substituția Ca prin elemente fero-magneziene face posibilă deplasarea spre unul din termenii externi ai seriei.

Între ocurențele din Domeniul Danubian și cele din Domeniul Getic, pentru speciile de minerale investigate, nu au fost semnalate deosebiri mineralogice esențiale.

This fact has done impossible an efficient separation of serpentine mineral types with the used analytical methods and separation technique, so that, their chemistry must be regarded as a bulk chemistry. It is remarked a low aluminous character of them, two extremely exceptions have been observed: Lotrului valley, where serpentines have an Al-high character, so that Al can be found on the octahedral levels, and at the spring of the Puru valley, where the Al-low character is the most obvious. At the octahedral level, substitutions as $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$, Mn, Fe^{3+} , Al, are very frequent, but insignificant, (less than 1 sfu). The investigations of serpentines using physical methods (IR, DTA) emphasized two main serpentine associations: (1) main antigorite one, for occurrences from the Ciobanu peak and spring of the Puru valley, and (2) chrysotillizardite one, for others.

Amphiboles can be assigned to the Ca-amphibole group (Leake, 1978 în Bailey, 1988), most of them being of tremolite type, sometimes with an asbestiform aspect (Muntinu-Urdele crest); other occurrences emphasized amphiboles that are tremolite-hornblende and Mg-hornblende types. This variation of typology reflects the chemistry variations, especially on M levels, where Ca substitution by other elements as Fe of Mg determined all variations in the Ca-amphibole series.

It has not been emphasized essential mineralogical differences between ultramafic occurrences in the Danubian and Getic Realms, for the investigated minerals.



ATLASUL MINERALOGIC.
MINERALE ACCESORII ÎN ROCI MAGMATICE DIN ROMANIA.
IMPLICAȚII PETROGENETICE (Muntele Mic și Vârful Pietrii)
ACCESSORY MINERALS OF THE MAGMATIC ROCKS FROM ROMANIA.
PETROGENETIC IMPLICATIONS (Muntele Mic and Vârful Pietrii)

I.N. ROBU, L. ROBU, M. STOIAN, V. ALEXE

Masivele Muntele Mic și Vârful Pietrii sunt masive granitoide, incluse în seria granitoidelor vechi din Carpații Meridionali. Ele sunt cantonate în roci cristalofiliene de grad mediu, de vârstă precambriană, aparținând Unității Danubiene Inferioare (Seriile de Bodu) și Unității Danubiene Superioare (Seriile de Zeicani, Godenele, Măgura-Marga, Măru și Bărnița).

Ambele masive au în componența lor roci granitoide de tipul granitelor, granodioritelor și mai puțin dioritelor. Caracteristic ambelor masive este prezența în proporții reduse a mineralelor femice, de tipul hornblendelor, și mai puțin a biotitelor, majoritatea petrotipurilor identificate, fiind prin excelență leucocrate. Excepție fac dioritele semnalate în special în masivul Muntele Mic, care datorită proporției mai ridicate de biotit, au un caracter melanocratic mai pronunțat.

Mineralele accesorii, identificate utilizând tehnici de separare specifice mineralelor grele, sunt relativ puține ca specii, și relativ uniform asociate. Se remarcă specii minerale comune (zircon, apatit, magnetit) și asociații minerale (zircon+apatit±sfen+magnetit, pentru masivul Muntele Mic, și zircon ± apatit + granat + magnetit, pentru granitoidul Vârful Pietrii), specifice fiecărui masiv, mineralele identificate prezentând însă, caracteristici asemănătoare.

Zirconul, mineralul cu ponderea cea mai mare (atât calitativ cât și cantitativ) în ambele masive, prezintă un habitus lung prismatic caracteristic, determinat de larga dezvoltare a fețelor de prismă. Se remarcă o predominare a fețelor de tip (110) în detrimentul celor de tip (100). Fețele de piramidă sunt de tip (101) și mai puțin (211). Studiul tipologic (Pupin, 1972) a reliefat tipuri morfologice, cristalizate din topituri cu sursă profundă, evidențiind însă posibilitatea unei slabe contaminări crustale.

Magnetitul, ca și zirconul a fost semnalat în toate probele studiate, sub forma unor cristale bine individualizate, cu habitus octaedric caracteristic.

Apatitul, prezent în majoritatea probelor, are aspecte morfologice și optice asemănătoare (prisme hexagonale alungite, întotdeauna fără terminații).

Muntele Mic and Vârful Pietrii massifs are granitoid massifs, included in the old granitoids of the Southern Carpathians. They are intruded in the Precambrian medium-grade crystalline formations of the Lower Danubian Unit (Bodu Series) and Upper Danubian Units (Zeicani, Godenele, Măgura-Marga and Bărnița Series).

Both of them are composed of granitoid rocks, as granites and granodiorites and sometimes diorites. A specific characteristic of both massifs is the small quantities of mafic minerals, as hornblende and biotite, the majority of the identified petrotypes being leucocrate ones. As an exception of this rule must be mentioned diorites, met, especially in the Muntele Mic massif, that due to a high proportion of biotite, have a stronger mafic character.

The accessory minerals, identified using a specific methodology for heavy getting are relatively few as species and relatively uniformly associated. It is to note common mineral species (zircon, apatite, magnetite) and some mineral assemblages (zircon + apatite ± sphene ± magnetite, for Muntele Mic massif, and zircon+apatite±garnet±magnetite, for Vârful Pietrii granitoid), specific to each massif, but the identified minerals emphasized similar morphologic and optic characteristics.

Zircon, the highest mineral spreading in both massifs, presents a characteristic long prismatic habit, determined by the large development of the prism faces. It is evident a predominance of the (110) prism faces comparatively with (100) ones. The pyramid (101) faces are much better developed than (211) ones. The typological study (according to Pupin, (1980) has emphasized morphologic types, crystallized from melts with deep source, pointing out the possibility of some crystal contamination.

Magnetite, as zircon, was identified in all studied samples, as very well developed idiomorph crystals with octahedral habit.

Apatite, presented in the majority of the studied samples, was met with similar morphological and optical properties: very elongated hexagonal prisms,



Granatul întâlnit numai în masivul Vârful Pietrii, are bine individualizate fețele de tip dodecaedru romboidal, prezentând aceleași caracteristici morfologice și optice în toate probele analizate.

Celelalte minerale, **sfenul** și **rutilul**, apar sporadic, fără a fi reprezentative pentru masivele studiate.

Mineralele și asociațiile minerale identificate sunt specifice unor granitoide cu sursă profundă, contaminate crustal.

Variația REE confirmă posibilitatea existenței unei surse adânci. Se remarcă o evoluție asemănătoare a tipurilor petrografice studiate din fiecare masiv, cu fracționări reduse a LREE comparativ cu HREE, mai ales pentru masivul Vârful Pietrii. În ambele cazuri, lipsa anomaliei de Eu presupune existența unei surse profunde, cu hornblendă și granați, și cu/sau fără feldspat plagioclaz.

frequently without pyramidal terminations.

Garnet, met only in Vârful Pietrii massif, with very well developed dodecahedral-rhomboidal faces, presents the same morphologic and optic features in all analyzed samples.

Other minerals, as **sphene** and **rutile**, observed only in few samples, are unrepresentative for the studied massifs. REE variations confirm the possibility of the deep source for both granitoid bodies. It is evident a similar evolution of the identified petrotypes from each massif, with a low fractional of LREE, especially for Vârful Pietrii massif (the REE pattern for the last one is near the flat). In both situations, no Eu anomaly, supposes an existence of a deep source, with hornblende, garnet and \pm plagioclase feldspar.



MONOGRAFII MINERALOGICE ÎN ARIILE DE SKARNE ȘI CORNEENE ASOCIATE BANATITELOR DIN ROMÂNIA.

IV FLOGOPITUL ȘI CLINTONITUL

MINERALOGICAL MONOGRAPHS IN AREAS OF SKARN AND HORNFELS ASSOCIATED WITH BANATITES FROM ROMANIA.

IV PHLOGOPITE AND CLINTONITE

Șt. MARINCEA, Gh. ILINCA, E. NIȚOI, G. STELEA, C. CRISTEA, V. ALEXE

Studiul încearcă să aducă noi date referitoare la doi filosilicați cu răspândire diferită în aureolele de termometamorfism asociate banatitelor din România: flogopitul și clintonitul.

Flogopitul constituie o prezență obișnuită în aproape toate ariile de skarne și corneene magneziene din România. Particularizând pentru provincia banatitică, acest mineral a fost menționat în 11 ocurențe diferite, dintre care doar 7 au constituit obiectul unor investigații de detaliu în cadrul prezentului studiu: Ocna de Fier (OF), Tincova (T), Cacova Ierii (CI), Mașca-Băișoara (MB), Băița Bihor (BB), Pietroasa (P) și Budureasa (B).

Proprietățile optice sunt clasice: mineralul este întotdeauna biax negativ, cu unghiuri $2V_\gamma$ mergând de la 0 la 120° , și intens pleocroic (verde, verde gălbui după n_g și n_m și incolor sau galben pal după n_p). Culoarele macroscopice variază între verde smarald și brun închis.

Un studiu compozițional bazat pe un număr de 31 de analize chimice clasice (dintre care 27 sunt originale și 4 au fost preluate din literatură) dă următoarele limite de variație ale concentrațiilor în fiecare element (exprimate în atomi per 24 (O, OH, F)) (tab.):

Câteva concluzii pot fi trase pe baza acestor compoziții:

(1) - După cum se poate observa în figura 1, marea majoritate a micelor analizate sunt într-adevăr flogopite *sensu* Deer et al., (1963), cu rații Mg:Fe mai mici de 2:1. Eșantioanele de la Tincova, descrise anterior drept flogopite, sunt în realitate biotite.

(2) - Substituția lui Tschermak este moderată în majoritatea analizelor considerate.

(3) - Suma cationilor hexacoordinați nu depășește niciodată 5 atomi pe formula unitară, indicând natura trioctaedrică a eșantioanelor analizate.

(4) - Flogopitele de la Mașca-Băișoara, Cacova Ierii și Ocna de Fier, cu $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$ variind de la 0,06 la 0,33, sunt mai feroase decât flogopitele din celelalte ocurențe, care au $X_{Fe} = 0,01-0,05$. Fe^{2+} domină în general asupra Fe^{3+} , deci substituția siderofilică

The study tries to bring new data on two sheet silicates of different spreading in thermal aureoles associated with banatites in Romania: phlogopite and clintonite.

Phlogopite is common in almost all the areas of magnesian skarn and hornfels in Romania. Particularizing for the banatitic province, the mineral was mentioned in 11 different occurrences, between which only 7 were minutely investigated by this study: Ocna de Fier (OF), Tincova (T), Cacova Ierii (CI), Mașca-Băișoara (MB), Băița Bihor (BB), Pietroasa (P) and Budureasa (B).

Optical properties are classical: The mineral is always biaxial negative, which $2V_\gamma$ ranging from 0 to 120° , and intensely pleochroic (green, yellowish green after n_g and n_m and colorless, pale yellow after n_p). Macroscopic colors vary between emerald green and dark brown.

A compositional study based on a number of 31 wet-chemical analyses (of which 27 are original and 4 were taken from literature) gave the following ranges for elemental concentrations in number of atoms per 24 (O, OH, F) (Tab.):

Few conclusions may be drawn on the basis of these compositions:

(1) As can be seen in Figure 1, the great majority of the analysed micas are indeed phlogopites *sensu* Deer et al., (1963), with Mg:Fe < 2:1. The samples from Tincova, previously reported as phlogopites, are in fact biotites.

(2) - The Tschermaks substitution is moderate in most of the quoted analyses.

(3) - The sum of the six-fold coordinated cations never exceeds 5 atoms per formula unit, indicating the trioctahedral behaviour of the analysed samples.

(4) - The phlogopites at Mașca Băișoara, Cacova Ierii and Ocna de Fier with $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$ ranging from 0.06 to 0.33, are more ferrous than the phlogopites in other occurrences, which have $X_{Fe} = 0.01-0.05$. Fe^{2+} generally prevails over Fe^{3+} , then the siderophyl-



Localizare	OF	T	CI	MB	BB	P	B
Pozițiile structurale T (tetraedice)							
Si ^{IV}	4,61 - 5,74	5,48 - 5,53	5,86	5,75 - 6,12	5,90 - 6,27	5,67 - 6,08	5,74 - 6,17
Al ^{IV}	2,26 - 3,17	0,28 - 0,52	2,14	1,88 - 2,25	1,70 - 2,10	1,92 - 2,33	1,72 - 2,26
Fe ^{IV}	0,00 - 0,15	0,00	0,00	0,00	0,00 - 0,08	0,00 - 0,03	0,00 - 0,11
Ti ^{IV}	0,00 - 0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00 - 0,01
Pozițiile structurale O (octaedrice)							
Al ^{VI}	0,00 - 1,18	2,47 - 2,52	0,20	0,03 - 0,78	0,00 - 0,11	0,00 - 0,41	0,00 - 0,57
Ti ^{VI}	0,00 - 0,04	0,36 - 0,44	0,09	0,09 - 0,12	0,00 - 0,04	0,01 - 0,08	0,02 - 0,07
Fe ³⁺	0,00 - 0,52	0,25 - 0,92	0,39	0,13 - 0,51	0,00 - 0,18	0,06 - 0,23	0,00 - 0,16
Fe ²⁺	0,08 - 1,01	1,37 - 1,50	0,22	0,20 - 0,26	0,00 - 0,12	0,00 - 0,05	0,00 - 0,09
Mn ²⁺	0,00 - 0,08	0,01 - 0,04	0,01	0,01 - 0,03	0,01 - 0,03	0,00 - 0,01	0,00 - 0,01
Mg	3,20 - 4,90	2,66 - 3,61	5,36	4,60 - 5,86	5,13 - 6,35	5,36 - 6,37	5,37 - 6,03
Pozițiile structurale A (de interstratificare)							
Ca	0,00 - 0,27	0,05 - 0,06	0,10	0,00 - 0,08	0,01 - 0,21	0,00 - 0,05	0,00 - 0,31
Na	0,00 - 0,43	0,05 - 0,12	0,03	0,04 - 0,08	0,00 - 0,05	0,00 - 0,07	0,00 - 0,09
K	1,17 - 1,72	1,31 - 1,71	1,63	1,44 - 1,54	1,62 - 1,84	1,62 - 1,88	1,65 - 1,80
Anioni (exclusiv oxigenul)							
OH	1,41 - 9,61	2,39 - 3,56	2,78	2,02 - 3,26	1,39 - 2,87	2,14 - 3,63	2,29 - 3,06
F	0,00 - 0,41	0,03 - 0,09	0,22	0,23 - 0,26	0,70 - 1,66	0,11 - 0,84	0,23 - 0,98

este mai importantă decât cea annitică.

(5) - Suma cationilor de interstratificare din pozițiile A este întotdeauna mai mică decât cea stoechiometrică de 2 a.p.f.u., sugerând prezența complementară a unui alt cation de talie mică, precum Ba. Principalul substituent al K în aceste poziții este în general Ca; componenta Na-flogopitică nu depășește niciodată 5 moli %.

(6) - Substituțiile în pozițiile OH sunt suficient de avansate pentru a defini un eșantion de la Băița Bihor drept fluor-flogopit. În ciuda lipsei dozarilor de clor, corelația inversă între F și OH sugerează, datorită pantei ei de 1:1, că F este principalul și singurul substituent al hidroxilului.

Spectrele de absorbție în infraroșu înregistrate pentru un număr însemnat de eșantioane (17) confirmă variabilitatea de chimism. Benzile din regiunea stretchingului fundametal al grupărilor hidroxil sunt clar împărțite între benzi de tip "N", care exprimă vibrațiile normale $\nu^I\text{Me}^{2+}\text{-OH}$ (3692-3716 cm^{-1}) și benzi tip "P" asumabile vibrațiilor $\nu^I\text{Me}^{3+}\text{-OH}$ (Vedder, 1964), și înregistrate în jurul frecvenței de 3665 cm^{-1} . Benzile de vacanțe ("V") apar numai în cazul biotitelor de la Tincova și nu sunt foarte clare. Benzile din regiunea 1200-1700 cm^{-1} , datorate vibrațiilor implicând tetraedrii $\text{Si}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{O}_4$ (Farmer, 1974) au poziții și intensități diferite, indicând odată în plus variabilitatea chimico-structurală. În diferitele spectre pot fi recunoscute benzi la 1075-1090 cm^{-1} (Si-O-Si), 816-820 cm^{-1} (Al-O-Al), 750-770 cm^{-1} (Al, Fe^{3+} -O-Si or Fe^{3+} -O-Al), 720-725 cm^{-1} și 654-660 (Al-O-Si). Mai relevante pentru variabilitatea chimică par să fie benzile înregistrate în domeniul frecvențelor joase, între 250 și 600 cm^{-1} ,

litic substitution is more important than the annitic one.

(5) - The sum of the interstratification cations in A sites is always inferior to the stoichiometric one of 2 a.p.f.u., suggesting the complementary presence of another "small-sized" cation, such as Ba. The main substituent of K in these sites is generally Ca; the Na-phlogopite end-member didn't exceed 5 mole percent.

(6) - The substitutions in the OH sites are large enough to define as fluor-phlogopite a sample at Băița Bihor. Despite the lack of chlorine determinations, the reverse correlation between F and OH suggests, because its 1:1 slope, that F is the main and sole substituent for OH.

The infrared absorption spectra recorded for a large number of samples (17) confirm the chemical variability. The bands in the OH-stretching region are clearly divided into "N", which express normal $\nu^I\text{Me}^{2+}\text{-OH}$ vibrations (3692-3716 cm^{-1}) and "T" ones, assumed to the $\nu^I\text{Me}^{3+}\text{-OH}$ vibrations (Vedder, 1964) and recorded at about 3665 cm^{-1} . Vacancy ("V") bands occur only at biotites from Tincova and are not very resolute. Bands in the 1200-700 cm^{-1} region, due to the vibrations involving $\text{Si}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{O}_4$ tetrahedrons (Farmer, 1974) have various intensities and positions, indicating once again the chemico-structural variability. Bands at 1075-1090 cm^{-1} (Si-O-Si), 816-820 cm^{-1} (Al-O-Al), 750-770 cm^{-1} (Al, Fe^{3+} -O-Si or Fe^{3+} -O-Al), 720-725 cm^{-1} and 654-660 (Al-O-Si) may be recognized on different spectra. More relevant for the chemical variability seem to be the low-frequency bands between 250 and 600 cm^{-1} , and particularly below 400 cm^{-1} , which express in majority the internal vibration of the structural octahedra, but precise

și în mod particular cele situate sub 400 cm^{-1} , care sunt asumabile în majoritatea vibrațiilor interne ale octaedrilor din structură. Atribuire precise ale fiecărei din aceste benzi unui anume tip de vibrație sunt însă imposibile.

Analizele termice ale mai multor eșantioane arată că grupurile hidroxil din structura mineralului sunt reținute de legături puternice. Procesul de dehidroxilare nu a fost niciodată încheiat până la 1000°C . Singurul efect înregistrat pe curbele DTA este cel exotermic de la $490\text{--}550^{\circ}\text{C}$, care marchează o reorganizare structurală. Difractogramele produsului încălzit pot fi indexate după celule de flogopit 1M cu $a=5,206\text{--}5,408\text{ \AA}$; $b=9,153\text{--}9,297\text{ \AA}$; $c=10,155\text{--}10,219\text{ \AA}$ și $\beta=99,41\text{--}99,85^{\circ}$.

Datele difractometrice ale unor eșantioane prelevate din cadrul tuturor ocurențelor menționate pot fi indexate atât în ipoteza simetriei monoclinice a politipului $2M_1$ cât și a celei hexagonale a politipului $3T$. Parametrii celei elementare calculați în ipoteza simetriei $3T$ reflectă deja menționatele diferențe de chimism între eșantioanele analizate: a variază între $5,30$ și $5,34\text{ \AA}$ și c între $30,21$ și $30,42\text{ \AA}$.

Studiul distribuției elementelor urmă indică corelații pozitive între K și Cs (până la 314 ppm), K și Rb (până la 448 ppm), Rb și Cs, V (până la 120 ppm) și Cr (până la 110 ppm), Ti și Zr (până la 130 ppm), Ti și V, Fe și V, Fe și Cr, Al și Ga (până la 26 ppm), și Mg și Co (până la 30 ppm).

Din nefericire, acest studiu nu a reușit să aducă date noi referitoare la *clintonit*. Răspândirea acestui mineral în ariile de skarn din România se rezumă la ocurența clasică de la Oravița, unde el a fost semnalat de Popescu și Constantinescu (1977, date nepublicate). În timpul elaborării acestui studiu, încercările de a procura un surplus de material nu au fost încununate de succes. Materialul recoltat din aria Ogașul Crișenilor-Lacul Mare, *locus typicus* menționat de Ilinca et al., (1993) s-a dovedit a fi clorit. Două analize chimice prin metode umede ale acestui material dau: $\text{SiO}_2=33,42\text{--}33,94\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=20,82\text{--}20,84\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=2,78\text{--}3,03\%$, $\text{FeO}=0,29\text{--}0,56\%$, $\text{MgO}=25,71\text{--}25,82\%$, $\text{MnO}=0,18\text{--}0,19\%$, $\text{CaO}=0,96\text{--}1,30\%$, $\text{K}_2\text{O}=0,07\text{--}0,10\%$, $\text{Na}_2\text{O}=0,05\text{--}0,07\%$, $\text{H}_2\text{O}=14,24\text{--}14,72\%$, $\text{Cl}=0,00\text{--}0,02\%$. Ele indică corundofilite *sensu* Hey (1954), ale căror proiecții în diagrama lui Hey sunt date în figura 2. Analize suplimentare prin difracție de raze X și spectrometrie de absorbție în infraroșu au dus la confirmarea diagnozei. Rezultă de aici că cel puțin o parte a materialului descris anterior drept clintonit este în realitate corundofilit.

assumption of each of these bands to specific vibrations are impossible.

Thermal analyses of many samples show that hydroxyl groups in their structure are strongly bounded. The dehydration was never achieved till 1000°C . The sole effect recorded on the DTA curves is an exothermal one at $490\text{--}550^{\circ}\text{C}$, which marks a structural reorganization. The X-ray powder pattern of the heated product may be always indexed on 1M phlogopitic cells with $a=5,206\text{--}5,408\text{ \AA}$; $b=9,153\text{--}9,297\text{ \AA}$; $c=10,155\text{--}10,219\text{ \AA}$ și $\beta=99,41\text{--}99,85^{\circ}$.

X-ray powder diffraction data on selected samples from all the quoted occurrences may be indexed on both $2M_1$ and $3T$ cells. Lattice parameters refined for standard hexagonal ($3T$) cells reflect the same chemical difference among the analyzed samples: a ranges between 5.30 and 5.34 \AA and c between 30.21 and 30.42 \AA .

The study of trace elements distribution show positive correlations between K and Cs (up to 314 ppm), K and Rb (up to 448 ppm), Rb and Cs, V (up to 120 ppm) and Cr (up to 110 ppm), Ti and Zr (up to 130 ppm), Ti and V, Fe and V, Fe and Cr, Al and Ga (up to 26 ppm), and Mg and Co (up to 30 ppm).

Unfortunately, this study failed to bring new data on *clintonite*. The spreading of this mineral in Romania skarn areas is restricted to the classical occurrence at Oravița, where it was reported by Popescu and Constantinescu (1977, unpublished data). During this study, an attempt to procure new material for a more accurate study was unsuccessful. The material collected in Ogașul Crișenilor-Lacul Mare area, the *locus typicus* mentioned by Ilinca et al. (1993) was proved to be chlorite. Two wet-chemical analyses of this material gave: $\text{SiO}_2=33,42\text{--}33,94\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=20,82\text{--}20,84\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=2,78\text{--}3,03\%$, $\text{FeO}=0,29\text{--}0,56\%$, $\text{MgO}=25,71\text{--}25,82\%$, $\text{MnO}=0,18\text{--}0,19\%$, $\text{CaO}=0,96\text{--}1,30\%$, $\text{K}_2\text{O}=0,07\text{--}0,10\%$, $\text{Na}_2\text{O}=0,05\text{--}0,07\%$, $\text{H}_2\text{O}=14,24\text{--}14,72\%$, $\text{Cl}=0,00\text{--}0,02\%$. They characterized corundophilites *sensu* Hey (1954), which projections in the Hey's diagram can be seen in Figure 2. Supplementary analyses by X-ray diffraction and infrared absorption confirm the diagnosis. It results that at least a part of the material previously defined as clintonite is in reality corundophilite.

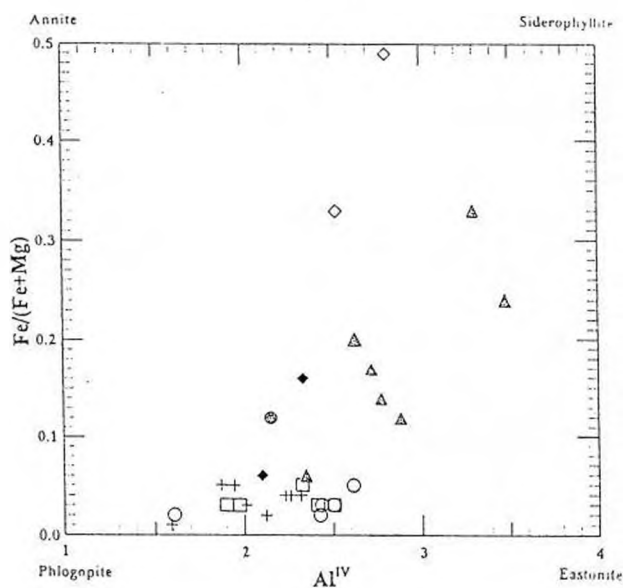


Fig. 1

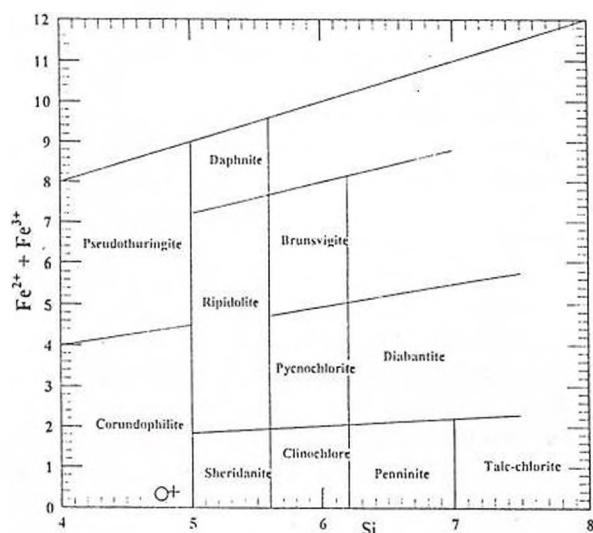


Fig. 2

References

- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1963) Rock-forming minerals. Vol. 3. Sheet silicates. Longmans Ed., London, 270 p.
- Farmer, V.C. (1974) The layer silicates. In: The infrared spectra of mineral. *Mineralogical Society Monograph*, 4, Farmer, V.C. Ed., p. 331-365, London.
- Hey, M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30, p. 277- 292.
- Ilinca, G., Marincea, Ș., Russo-Săndulescu, D., Iancu, V., Seghedi, I. (1993) Mineral occurrences in South-western Banat, Romania. *Rom. J. Mineralogy*, 76, Suppl. 2, 40p.
- Vedder, W. (1964) Correlation between IR spectrum and chemical composition of mica. *American Mineralogist*, 49, p. 343-349.

**MINERALOGIA ŞI ANALIZA PARAGENETICĂ A MINEREULUI
METAMORFIC DE MANGAN DIN CARPAȚII ORIENTALI.
ZĂCĂMÂNTUL ARGESTRU-CĂPRĂRIE
MINERALOGY AND PARAGENETIC ANALYSIS OF A MANGANESE
METAMORPHIC ORE FROM THE EAST CARPATHIANS.
ARGESTRU-CĂPRĂRIE DEPOSIT**

Paulina HĂRTOPANU

Zona de mineralizație manganiferă ce cuprinde zăcământul Argestru-Căprărie este situată în munții Bistriței, în seria de Tulgheș, complexul Tg2, care conține cuarțite negre grafitoase, șisturi grafitoase, șisturi verzi tufogene bazice, calcare, nivele de metatufuri acide și acumulări de minereu de mangan.

În perimetrul zăcământului de Mn se găsesc următoarele tipuri petrografice:

- cuarțit grafitos
- cuarțit cu spessartin
- cuarțit cu piroxeni și amfiboli alcalini
- cuarțit cu ferostilpnomelan
- șist sericit-cloritos-cuarțos
- minereul de mangan

Mineralogic, minereul de mangan din zăcământul Arșița-Căprărie poate fi clasificat în funcție de grupele minerale predominante, în:

1. Carbonați, descriși în studiile anterioare
2. Silicați, alcătuiți din:

A. Spessartin:

- a. spessartin vechi, metamorfic
- b. spessartin-almandin din cuarțul negru
- c. spessartin-andradit, anizotrop
- d. spessartin-calderite

B. Tefroit

C. Piroxmangit

D. Rodonit

E. Nambulit- $\text{LiNaMn}_8\text{Si}_{10}\text{O}_{28}(\text{OH})_2$ este un analog alcalin al rodonitului, găsit pentru prima dată la noi în țară (P. Hărtopanu, P. Scott, in press)

F. Bannisterit

G. Piroxeni alcalini

- a. egirin manganifer
- b. egirin-augit manganifer

H. Amfiboli manganiferi:

- a. dannemorit prizmatic
- b. dannemorit azbestiform
- c. magnezioriebekit manganifer
- d. amfiboli alcalini galbeni de tip eker, anit
- e. Mn-antofilit

Mn mineralisation zone including Argestru-Căprărie deposit is situated in the Bistrița Mts., Tulgheș series, Tg2 complex. This complex contains black graphite quartzites, graphite schists, basic tuffaceous green schists, limestones, acid metatufs and Mn ore accumulations.

There following petrographic types occur inside the Mn deposit area;

- graphite quartzite;
- spessartine quartzite;
- alkali amphiboles and pyroxenes quartzite;
- Fe-stilpnomelane quartzites;
- Mn-ore.

Mineralogically Mn ore from the Arșița-Căprărie deposit can be classified depending on prevailing mineral groups:

1. Carbonates, formerly described;

2. Silicates, made up of:

A. Spessartine

- a. Old metamorphic spessartine
- b. Spessartine-almandine from black quartzite
- c. Anisotropic spessartine-andradite
- d. Spessartine-calderite

B. Tephroite

C. Pyroxmangite

D. Rhodonite

E. Nambulite - $\text{LiNaMn}_8\text{Si}_{10}\text{O}_{28}(\text{OH})_2$ is an alkali analog of rhodonite for the first time discovered in our country (P. Hărtopanu-P. Scott, 1966, in press)

F. Bannisterite

G. Alkali pyroxenes:

- a. Manganiferous aegirine
- b. Manganiferous aegirine-angite

H. Manganiferous amphibolites:

- a. prismatic dannemorite
- b. asbestos dannemorite
- c. manganiferous Mg-riebeckite
- d. yellow alkali amphiboles-ekermanite type
- e. Mn-antophyllite



I. Filosilicați manganiferi:

- a. seria pyrosmalit
- b. seria friedelit: manganpyrosmalit, shallerit, friedelit
- c. caryopilit (mineral de tip serpentină)
- d. stilpnomelan manganifer
- e. ferostilpnomelan
- f. cloritele: pennantit, clorit manganifer (soluție solidă între pennantit și clinoclor), ripidolit

3. Oxizi din minereu primar: hematit, ilmenit, pirofanit, hausmanit, braunit, magnetit, jacobsit.

4. Oxizi din zona de oxidare: nsutit, cryptomelan, hollandit, coronadit, piroluzit, ramadellit, goethit, lepidocrocit.

5. Alte minerale: apatit, grafit, baritină, alabandină, pirită, pirotină, calcopirită, monazit, allanit, huebnerit, hogbanit, sulfosăruri de Ni, Co, As, cuarț, calcedonie, opal.

Evoluția paragenetică și considerații genetice

Zăcămintele de mangan din zona Iacobenii au avut o evoluție complexă, datorită mai multor faze de metamorfism (ce au determinat o succesiune de reacții, deci și minerale noi), precum și compoziției și naturii materialului sedimentar inițial premetamorfic. O influență importantă în evoluția minereului a avut-o apariția unor procese metasomatice cu Na, K, Li, Fe^{3+} etc, urmată de apariția unor filosilicați cu clor și în final a unor minerale filoniene de tip hidrotermal.

Minereul primar din zăcămintele de mangan din zona Iacobenii a avut următoarea succesiune paragenetică, de la cea mai veche spre cea nouă:

1. spessartin vechi + tefroit ferifer + rodocrozit vechi ferifer

2. piroxmangit (uneori cutat) + rodocrozit

3A. tefroit + Mn-humit + jacobsit + rodocrozit + apatit

3B. spessartin + cuarț + dannemorit + rodocrozit + magnetit + ilmenit + FBa

4. Piroxmangitul filonian substituie toate paragenezele de mai sus și nu conține cuarț la fel ca și primele trei parageneze de mai sus. Este asociat cu rodonit.

5. Piroxenii alcalini bruni + amfiboli alcalini galbeni + hematit + albit + microclin + cuarț. Aceste minerale s-au format printr-un proces de metasomatoză, într-un mediu cu fugacitatea ridicată a oxigenului (fapt dovedit de conținutul ridicat în Fe_2O_3 din aceste minerale și lipsa FeO). Piroxenui alcalin brun s-a format prin metasomatoză cu Na și Fe^{3+} asupra piroxenilor vechi de tip johannsenit-hedenbergit, iar amfibolii alcalini galbeni s-au format prin metasomatoză cu Na și Fe^{3+} asupra dannemoritului. Formarea spessartin-andraditului anizotrop, uniax sau biax poate fi explicată printr-o metasomatoză cu Fe^{3+} asupra spessartinului vechi metamorfic izotrop.

I. Manganiferous phyllosilicates

- a. pyrosmalite series
- b. friedelite series: mangapyrosmalite, shallerite, friodelite
- c. caryopilite (serpentine type mineral)
- d. manganiferous stilpnomelan
- e. ferostilpnomelane
- f. chlorite: pennantine, manganoan chlorite (solid solution between pennantite and clinochlor), ripidotite

3. Oxides from primary ore: hematite, ilmenite, pyrophanite, hausmanite, braunite, magnetite, jakobsite.

4. Oxides from oxidation zone: nsutite, cryptomelane, hollandite, coronadite, pyrolusite; ramadellite, goethite, lepidocrocite.

5. Other minerals: apatite, graphite, barite, alabandite, pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite, monazite, allanite, hubnerite, hogbanite, Ni, Co, As, sulfosalts, quartz, chalcedony, opal.

Paragenetic evolution and genetical considerations

Mn-deposits from the Iacobenii zone had a complex evolution because of several metamorphic phases (which determined a succession of reactions and, consequently, the new minerals) of both composition and kind of the initial premetamorphic material as well. During the evolution of the ore the metasomatic processes with Na, K, Li, Fe^{3+} had a very important influence. After this the phyllosilicates with Cl and then veins hydrothermal type minerals turned up.

The primary mineral in Mn deposits in the Iacobenii zone followed a paragenetic succession from the old to the new one.

1. old spessartine + ferriferous tephroite + old ferriferous rhodochrosite;

2. pyroxmangite (sometimes folded) + rhodochrosite;

3A. tephroite + Mn-humite + jacobsite + rhodochrosite + apatite;

3B. spessartine + quartz + dannemorite + rhodochrosite + magnetite + ilmenite + Ba-feldspar;

4. The vein pyroxmangite substitutes all the above parageneses: it does not contain quartz like the first three above mentioned parageneses. It is associated with by rhodonite.

5. Brown alkali pyroxenes + yellow alkali amphiboles + hematite + albite + microcline + quartz.

These minerals formed by a metasomatic process, in an oxygen high fugacity medium (proved by both a high content of Fe_2O_3 and by absence of FeO in these minerals). Brown alkaline formed by and Fe^{3+} metasomatoses over the old pyroxenes of johannsenite-hedenbergite type: yellow amphiboles formed by Na and Fe^{3+} metasomatoses over dannemorite.



6. Rodonit + nambulit + bannisterit + hausmannit + albit + microclin.

În această parageneză nambulitul pare să se fi format printr-o metasomatoză cu litiu asupra rodonitului, prin substituția Ca din rețeaua rodonitului cu Li. Este o parageneză ce indică un mediu de oxidare ridicat. În afară de hausmannit mai este prezent și hematitul. De remarcat că Fe din compoziția rodonitului ce aparține acestei parageneze se află numai sub forma Fe_2O_3 .

7. Minerale filosilicatică cu clor de tipul manganpyrosmalitului, descrise în text au apărut ca urmare a unei fugacități ridicate a clorului și reduse a oxigenului. Paragenzele în care apar minerale dovedesc acest lucru. Filosilicații cu clor apar în medii reducătoare în asociație cu tefroitul ferifer pe seama căruia s-au format, cu jacobinitul, alabandina, etc.

8. Minerale filoniene: stilpnomelan, rodonit, kutnohorit, apatit, stilpnomelan, magnetit, baritină, clorite, etc.

Compoziția mineralogică actuală a minereului, predominant carbonatică, sugerează că materialul inițial premetamorfic depus pe fundul mării era constituit din carbonați de mangan și mai puțin din hidroxizi, oxizi și silicați hidratați de mangan și fier. Aceste depozite sedimentare au fost metamorfozate succesiv în timpul orogenezei Baicaliană, Hercinică și Alpină. Metamorfismul paroxismal a avut loc în faciesul amfibolitelor cu almandin, judecând după relictule de piroxen de tip johannsenit-hedenbergit, și după faptul că peste tot în lume asociația tefroit ferifer-rodocrozit, subsaturată în cuarț indică acest facies, pe când asociația tefroit-rodocrozit-cuarț, suprasaturată în cuarț indică faciesul șisturilor verzi. După acest metamorfism prograd a urmat un metamorfism retrograd polifazic care a determinat apariția paragenzelor minerale înșirate mai sus. Importanță mare în evoluția miereului au avut fugacitățile O_2 , CO_2 , OH, Cl, F, B.

Minereul de mangan a evoluat ca un sistem închis în care aceste fugacități au fost diferite de cele ale rocilor înconjurătoare și au variat mult în timp și spațiu. Lipsa relictulelor de PT mai mari din roca înconjurătoare și păstrarea lor în minereu s-ar putea explica prin diferența de competență; pe când roca înconjurătoare a fost puternic fisurată, cutată, deformată etc., minereul de mangan n-a permis penetrabilitatea acestor plane de deformare, fiind mult mai dur. Începând cu Cretacicul superior zăcămintele de mangan din zona Iacobeni au fost supuse unui proces de alterare, proces care a condus la formarea actualei zone de oxidație, foarte dezvoltate mai ales în zăcămintul Arșița.

Anisotropic spessartine-andradite formation, uniaxial or biaxial, can be explained by a Fe^{3+} metasomatism over the old isotropic, metamorphogen spessartine.

6. Rhodonite-nambulite-bannisterite-hausmanite-albite-microcline. In this paragenesis, nambulite seems to be formed by a Li metasomatism over rhodonite by ca substitution with Li in the rhodonite network. It is a paragenesis which shows a high oxidation medium. Besides hausmanite, hematite is present, too. It is to note that the Fe from rhodonite composition which belongs to this paragenese occurs as Fe_2O_3 only.

7. Phyllosilicate minerals with Cl as manganpyrosmalite type appeared as a result of both a high fugacity of Cl and low of oxygen. The parageneses with these minerals prove this fact. The phyllosilicates with Cl appear in reduced media, associated with iron tephroite on account of which they are formed, with jakobsite, alabandine, etc.

8. Vein minerals: stilpnomelane, rhodonite, kutnohorite, apatite, Mn-stilpnomelane, magnetite, barite, chlorite, etc. The present mineralogical composition of the ore predominantly carbonate, suggests that the premetamorphic initial material deposited on the bottom of the sea was constituted of the Mn carbonates and less of Mn and Fe hydroxides, oxides and hydrate silicates. These sediment deposits were successively metamorphosed during the Baikalian, Hercynian and Alpine orogenesis. The paroxistic metamorphism developed in an almandine amphibolite facies, considering the pyroxenes relics of johannsenite-hedenbergite type; all over the world the association Fe-tephroite-rodocrosite undersaturated in quartz indicates this facies as well; the association tephroite-rodocrosite-quartz over saturated in quartz indicates the green schists facies. After this prograde metamorphism followed a retrograde polyphase, which determined the appearance of the mineral parageneses presented above: A big importance in the ore evolution had O_2 , CO_2 , OH, Cl, F and B fugacities. Mn ore evolved like a close system in which these fugacities were different from the surrounding rocks and they varied much in time and space. The absence of high PT relics from the surrounding rocks and their preservation in ore can be explained only by the difference in competence; while the surrounding rock was folded, cracked and deformed, Mn ore did not permit the acting the penetration. Beginning with the Upper Cretacic, Mn deposits in the Iacobeni zone altered determining the present oxidation zone, very developed especially in the Arșița deposit.



ATLASUL PALEONTOLOGIC AL ROMÂNIEI (B. MEZOZOICUL) THE PALEONTOLOGIC ATLAS OF THE MESOZOIC

E. AVRAM, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, D. GRIGORE, M. POPA

În anul 1996/1997 realizarea atlasului paleontologic al Mezozoicului a progresat la secțiunile privind:

I. Microflora continentală: Palinomorfele Cretacului superior

II. Nannoflora calcaroasă marină: Nannofosilele eucretacice

III. Cefalopodele neojurassice

IV. Cefalopodele eucretacice

V. Plante jurasice inferioare

Primele patru secțiuni ale Atlasului au fost realizate de specialiști din Institutul Geologic al României: Emanuel Antonescu, Mihaela Carmen Melinte, Dan Grigore și, respectiv, Dr. Emil Avram. Întucât specialitățile (încă) existente în I.G.R. nu pot acoperi întreaga diversitate a florei și faunei Mezozoicului, pentru completarea atlasului am apelat, ca și în alți ani, la colegi din alte instituții – în special de la Universitatea din București și Iași; astfel se explică prezența în atlas a contribuției (sect. 5) asistentului Mihai Popa de la Facultatea de Geologie și Geofizică a Universității din București.

Grupele de fosile studiate în acest an au fost prezentate diferențiat, în funcție de specificul acestora și de gradul de aprofundare la scara națională a cunoașterii lor: pentru microfloră și nannofloră a fost continuată realizarea de inventare în cadrul unor profile alese astfel încât să se obțină informații cât mai complete asupra speciilor și asociațiilor acestora, pe vârste geologice; în secțiunile privind cefalopodele neojurassice (III) și eucretacice (IV) au fost descrise și specii aparținând câte unei grupe sistematice de ordin superior, cu scopul inventărierii complete a componenților din România al acestor grupe; pentru ultima secțiune a fost făcută prezentarea succintă a plantelor jurasice existente în colecțiile I.G.R. (199 specii, reinventariate de autor).

Cu excepția ultimului capitol, mai sumar, celelalte au arătat criteriile de separare sistematică (la nivel familie/subfamilie, gen/subgen și specie/subspecie) conform cu cele mai noi date pe plan mondial, în ideea utilizării atlasului și ca posibil determinant, de către geologii de teren.

În secțiunea I, Palinologia, au fost descrise 43 specii/subspecii de polen de angiosperme din colecția autorului – aparținând la 20 genuri ce provin mai ales

În the years 1996/1997 the authors of the Atlas focused on: I. The continental microfloras – the Upper Cretaceous palynomorphs; II. The marine calcareous nannofloras – the Cretaceous nannofossils; III. The Upper Jurassic cephalopods; IV. The Lower Cretaceous cephalopods; V. The Lower Jurassic plants remains.

The first four chapters were accomplished by the specialists working in the Geological Institute of Romania: E. Antonescu, dr. M. Melinte, D. Grigore and dr. E. Avram, respectively. Because in the institute there is not any specialist in Jurassic plants remains, the fifth chapter was achieved (as in other fossil groups of the Atlas, presented previously) by an outsider: M. Popa, from the Faculty of Geology and Geophysics of the University of Bucharest.

The fossil groups studied in the year were presented differently to one another, depending on their own features and the stage of their knowledge in Romania: the microfloral (I) and nannofossil (II) species were still inventoried, within the most promising geological sections for getting complete assemblages; as for the Upper Jurassic (III) and Lower Cretaceous (IV) cephalopods, there were described the complete inventories in Romania of an Ammonite family (Aspidoceratidae) or superfamily (Desmocerataceae), respectively; and in the last chapter (V) there were listed only 119 species of the Lower Jurassic plants, housed in the repository of the GIR.

Except the last chapter, in the others the typical features of every taxon (at the family/subfamily, genus/subgenus and species/subspecies level) were resumed, according to the criteria nowadays accepted; thus, the atlas could be also used as a Treatise by the field geologists.

In chapter I, Palinology, 43 species/subspecies of angiospermic pollen were described, all of them recorded by the author, among them 2 new species and new subspecies were first presented. These taxa pertain to 20 genera, typical of the Senonian continental and marine formations from Romania¹. They come from the Borodului Basin (BB), northern and (more frequently) southern Apuseni Mts (MA), Roșia Depression (DR), Rusca Montană Basin (RM), Hațeg Depression (DH), Sebeș Mts (MS), Lotrului valley (VL), Olănești Basin



din formațiuni continentale și marine ale Senonianului din România¹. Genul *Trudopollis* a fost numai figurat prin câteva specii; a fost descrisă o subspecie și două specii noi. Speciile prezentate provin din Bazinul Borodului (BB), nordul și mai ales sudul Munților Apuseni (MA), Depresiunea Roșia (DR), Bazinul Rusca Montană (RM), Depresiunea Hațeg (DH), Munții Sebeș (MS), Valea Lotrului (VL), Bazinul Olănești (BO), Bazinul Brezoi (Bbr), Valea Dâmboviței (D), nordul Carpaților Orientali (CO).

Pentru secțiunea II, Nannofosilele Cretacului inferior, au fost studiate 21 specii din colecția autorului, grupate în 19 genuri (aparținând la 6 familii)²; dintre acestea, 17 genuri și 19 specii au fost descrise pentru prima dată în România. Cele mai multe dintre ele sunt specii cosmopolite (C); două dintre ele sunt specii exclusiv tethysiene (T), iar speciile genului *Sollasites* sunt boreale (B) care apar la diferite nivele ale Cretacului din Carpați (Valangenian, Barremian, Cretacic superior) în asociație cu primele, în momente de amestec al apelor, corelabile în lungul marginii nordice a Domeniului Tethys.

Secțiunea III, Cefalopodele neojurassice, cuprinde descrierea genurilor și speciilor, aparținând familiei Aspidoceratidae: 26 specii/subspecii, din 9 genuri³. Acestea provin (cu o singură excepție) din colecția autorului, din regiunea Lacu Roșu (LR), de la Râșnov (R), Valea Prăpăstilor-Zărnești (Z) și de la Svinița-Banat (S).

Secțiunea IV, cuprinde descrierea reprezentanților eocretacici din România ai superfamiliei Desmocerataceae, din S.O. Ammonitina (Cephalopoda): 100 specii/subspecii, aparținând la 24 genuri/subgenuri⁴. Dintre acestea, 15 specii și un gen sunt noi. Specimenele de amoniți eocretacici studiați, din colecția autorului dar și din principalele colecții vizitabile din România, provin în cea mai mare parte din Dâmbovicioara (D) și de la Svinița - Banat (S), dar și din sudul Munților Apuseni (MA), fișul Carpaților Orientali (Baraolt = B; valea Tarlungului = T, valea Doftanei = Do, valea Prahovei = P) și din Dobrogea de Sud (DS).

(BO), Brezoi Basin (Bbr), Dâmbovița valley (D) and northern East Carpathians (CO).

In chapter II, Lower Cretaceous nannofossils, 21 species were described, grouped in 19 genera pertaining to 6 families²; among them, 17 genera and 19 species were identified in Romania for the first time. Large part of the species are cosmopolitan (C), two of them are typical Tethyan (T), while the species of the genus *Sollasites* are boreal (B); the last ones were met in association with the other several sequences of the Carpathian Cretaceous (Valanginian; Barremian; Upper Cretaceous), illustrating repeated Boreal influences, correlateable along the northern slope of the Tethyan realm.

In chapter III, Upper Jurassic Cephalopods, the Aspidoceratids collected (with only one exception) by the author were presented: 26 species/subspecies, belonging to 9 genera³. These taxa come from the Lacu Roșu area (LR), the area round the Râșnov village (R), the Prăpăstii valley - Zărnești (Z) and from the Svinița region - Banat (S).

Chapter IV, Lower Cretaceous Cephalopods, includes the description of the Romanian representatives of the superfamily Desmocerataceae (Ammonitina): 100 species/subspecies, belonging to 24 genera/subgenera⁴; 15 species/subspecies and a genus of them are new. The ammonites presented in the chapter, a large part collected by the author (but also coming from the main repositories in Romania) were recorded in the Dâmbovicioara region (D) and in the Svinița village area (S), and also in the southern Apuseni Mts (MA), East Carpathian flysch (Baraolt = B; Tarlungului valley = T, Doftana valley = Do; Prahova valley = P) and in South Dobrogea (DS).

1. *Anteturma Pollenites*: *Interporopollenites* sp. cf. *I. vacanpoe* KEDVES & HEGEDUS, in Romania of Campanian age (TB) and undivided Senonian age (BB); *I. triangulus* KEDVES & HEGEDUS - Campanian (TB) and Maastrichtian (RM); *Interporopollenites* sp. A - Upper Maastrichtian (RM); *I. subgranulosus* KEDVES & HEGEDUS - Upper Campanian (MA); *Interporopollenites* sp. ex gr. *I. initium* - *I. subgranulosus* - undivided Senonian (MA), Campanian (MA, TB) and Upper Maastrichtian (MA); *Interporopollenites* sp. B - Upper Maastrichtian (RM). *Suemeghipollis triangularis* GOCZAN - Santonian (MA, RM, DH, MS, TB). *Plicapollis* sp. cf. *serta* PFLUG - Campanian (TB) and Upper Maastrichtian (RM, DH). *Interpollis supplingensis* (PFLUG) KRUTZSCH - Paleocen (D). *Pseudoplicapollis* sp. ex gr. *P. pseudosporites* PFLUG - Upper Maastrichtian (RM, DH). *Pseudopapilopollis praesubherczynicus* (GOCZAN) GOCZAN - Lower Campanian (MA, RM, DH, TB).

Boltenhagenipollenites sp. cf. *B. magnoporatus* KEDVES & DINIZ – Upper Campanian (MA). *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* (PFLUG) KRUTZSCH – Upper Maastrichtian; *P.* sp. – Campanian (TB). cf. *Emscheripolis* sp. – Coniacian (BO). *Oculopollis* sp. cf. *O. maximus* KRUTZSCH – Santonian or Campanian (DR); *O. Maximus verrucosus* n. ssp. – Santonian (DH); *O.* sp. ex gr. *O. zaklinskae* GOCZAN – *O. principalis* WEYLAND & KRIEGER – SENONIAN (BB); *O.* sp. EX GR. *O. fastidicus* WEYLAND & KRIEGER – *O. aestheticus* WEYLAND & KRIEGER – LOWER CAMPANIAN (TB); *Oculopollis* sp. A – SANTONIAN ? (MA); *O.* sp. EX GR. *O. orbicularis* GOCZAN – *O. serratus* GOCZAN – CONIACIAN (VL, BBR, BO) AND SANTONIAN/CAMPANIAN (CR, RM, MA, DH, MS, TB); *O. ? parvovulus* GOCZAN – UPPER SANTONIAN/LOWER CAMPANIAN (MA). CF. *Longanulipollis* sp. – SANTONIAN (MS) AND UPPER SENONIAN (CO). *Krutzschipollis* sp. A – Santonian or Campanian (MA); *K. crassis* (GOCZAN) GOCZAN – Santonian or Campanian (MA, BB); *K. nitidus* n. sp. – Upper Maastrichtian (MA); cf. *K. elegans* GOCZAN & SIEGEL-FARKAS – Senonian (BB). *Verrucopollis scarbyae* KEDVES & DINIZ – Santonian/Campanian (DR) or undivided Senonian (BB); *V. ? kedvesi* n. sp. – Santonian or Campanian (DR). *Semioculopollis* ? sp. A – Senonian or Paleocen (CO). *Pseudotrudopollis pseudalnoides* (KRUTZSCH) KRUTZSCH – Maastrichtian (DH, CO). *Proteacidites* cf. *convexigerminalis* KRUTZSCH – Upper Maastrichtian (DH); *C.* sp. cf. *C. rotundatus* PORTHJ. – Maastrichtian (MA, RM, CO). *Endoinfundibulapollis distinctus* TSCHUDY – Maastrichtian (RM). *Trudopollis* ssp. (briefly presented, its description being planned for the next year).

2. Fam. *Braarudosphaeraceae*: *Braarudosphaera africana* STR. (T), Upper Aptian–Cenomanian in age; *B. batiliformis* (C), Aptian–Coniacian; *B. bigelowii* (GRAAN & BRAARUD) DEFL. (C), Aptian-present. Fam. *Solasitaceae*: *Solasites horticus* (STR., ADAM. & MARESCU) CEPEC & HAY (B), Oxfordian–Maastrichtian; *S. lowiei* FORCHM. (B), Berriasian–Hauterivian. Fam. *Chyastozigaceae*: *Chyastozigus amphypops* GARTNER (C), Aptian–Maastrichtian. *Flabellites biforaminis* THIERST. (T), Upper Barremian–Upper Cenomanian. Fam. *Calciosolenaceae*: *Scapholithus fossilis* GARTNER (C), Hauterivian–Present. Fam. *Ahmueleraceae*: *Vagalapilla matalosa* (STR.) THIERST. (?), Aptian–Maastrichtian. Fam. *Polycyclolithaceae*: *Hayesites albiensis* MANIVIT (C), Albian. *Rucinolithus wisei* THIERST. (T), Berriasian–Upper Valanginian. Incertae sedis: *Thoracosphaera operculata* BRAML. & MART (C), Cretaceous–Present; *T. saxea* STR. (C), Cretaceous–Present. *Pithonella ovalis* (KAUFM.) LOR (C), Cretaceous–Tertiary.

3. Subfamily *Euaspidoceratinae*: *Epaspidoceras rupellensis* (d'ORB.), Lower Kimmeridgian (LR). Subfam. *Physodoceratinae*: *Physodoceras wolff* (NEUM.), Lower Kimmeridgian (LR); *P. altenense* (d'ORB.), Lower Kimmeridgian (LR). *Benetticeras vaii* SARTI, Lower Kimmeridgian (LR). Subfam. *Aspidoceratinae*: *underline Aspidoceras binodum* (OPPEL), Lower Kimmeridgian (LR, S); *A. sesquinosum* (FONT.), Lower Kimmeridgian (LR); *A. uninodosum* TOULA, Lower Kimmeridgian (LR); *A. linearesi* CHECA, Lower Kimmeridgian (LR, R); *A. acanthicum* (OPPEL), Kimmeridgian (LR, R, S); *A. longispinum* (SOW.), Upper Kimmeridgian (LR, S); *A. hystricosum* (QU), Upper Kimmeridgian (LR, S); *A. rogoznicense* (ZEUSCHN.), Upper Kimmeridgian?–lowermost Tithonian (S); *A. rafaelsi* (OPPEL), uppermost Kimmeridgian (S); *Pseudowaagenia micropla* (OPPEL), Lower Kimmeridgian (LR); *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL), Lower Kimmeridgian (LR, R); *O. liparum* (OPPEL), Upper Kimmeridgian (LR, R); *O. lallierianum* d'ORB., Upper Kimmeridgian (LR); *Schaefferia* (S.) *neumayri* CHECA, Upper Kimmeridgian (LR, S); *S. (S.) avellana* (ZITTEL), Lower Tithonian (S); *S. (Anaspidoceras) neoburgensis* (OPPEL), Lower Tithonian (S); *S. (A.) episa* (OPPEL), Lower Tithonian (S); *Pseudohimalayites* cf. *steinmanni* (HAUPT), Lower Tithonian (S); Subfam. *Hybonoticeratinae*: *Hybonotoceras beckeri* (NEUM.), uppermost Kimmeridgian (Z,S); *H. harpephorum* (NEUM.), uppermost Kimmeridgian (LR); *H. knopi* (NEUM.), uppermost Kimmeridgian (S).

4. Fam. *Eodesmoceratinae*: *Abrycusites neumayri* (HAUG) – in Romania, of Upper Hauterivian (S), *Barremites difficilis dimboviciorensis* (BRESK.) – Lower Barremian (D), *B. difficilis hemiptychus* (KILIAN) – Barremian (D)m, *B. fallotiformis* n. sp. – Barremian (S, D), *B. planus* n. sp. – Barremian (S), *B.* sp. ind. – Hauterivian/Barremian boundary (S), *B. waageni* (SIMIONESCU) – uppermost Hauterivian–Barremian (D); *Barremitites strettostoma strettostoma* (UHLIG) – Upper Barremian – lowermost Aptian (S, D), *B. strettostoma tietzei* n. ssp. (S), *B. intermedius* n. sp. – Upper Barremian (S), *S. crassus* n. sp. – Upper Barremian (S), *B. ? transitorius* n. sp. – Upper Barremian (S); *Torcapella suessi* (SIMIONESCU) – Lower Barremian (D), *T.* cf. *davydovi* (TRAUTSCH.) KAR. – Lower Barremian (D). Fam. *Silesitidae*: *Silesites seranonis seranonis* (d'ORB.) – Upper Barremian – lowermost Aptian (S, D, T), *S. seranonis trajani* (TJETZE) – Upper Barremian (S, D), *S. aff. seranonis* (d'ORB.) – Upper Barremian (S), *S. vulpes* ((COQ.) MATH.) – Upper Barremian (S, D), *S. aff. vulpes* ((COQ.) MATH.) – Upper Barremian (S), *S. cf. typus* (MILASCH.) – Barremian (D); *Patruilusiceras crenelatum crenelatum* AVRAM – Upper Barremian (S), *P. crenelatum plurisulcatum* AVRAM – Upper Barremian (S), *P. crenelatum robustum* AVRAM – Upper Barremian (S), *P. sulcistriatum* (KAR.) – Barremian (S), *P. gracile* AVRAM – Lower Barremian (D, S), *P. lateumbilicatum* AVRAM – Lower Barremian (S), *P. uhligi* AVRAM – Upper Barremian (S, D), *P. rigidum* AVRAM – Upper Barremian (S), *P. striatum* AVRAM – Upper Barremian (S), *P. crassum* AVRAM – Upper Barremian (S), *P. ? trapezoidale* AVRAM – Barremian (S, D); *Neosilesites nepos marisensis* AVRAM – ? uppermost Aptian (MA).



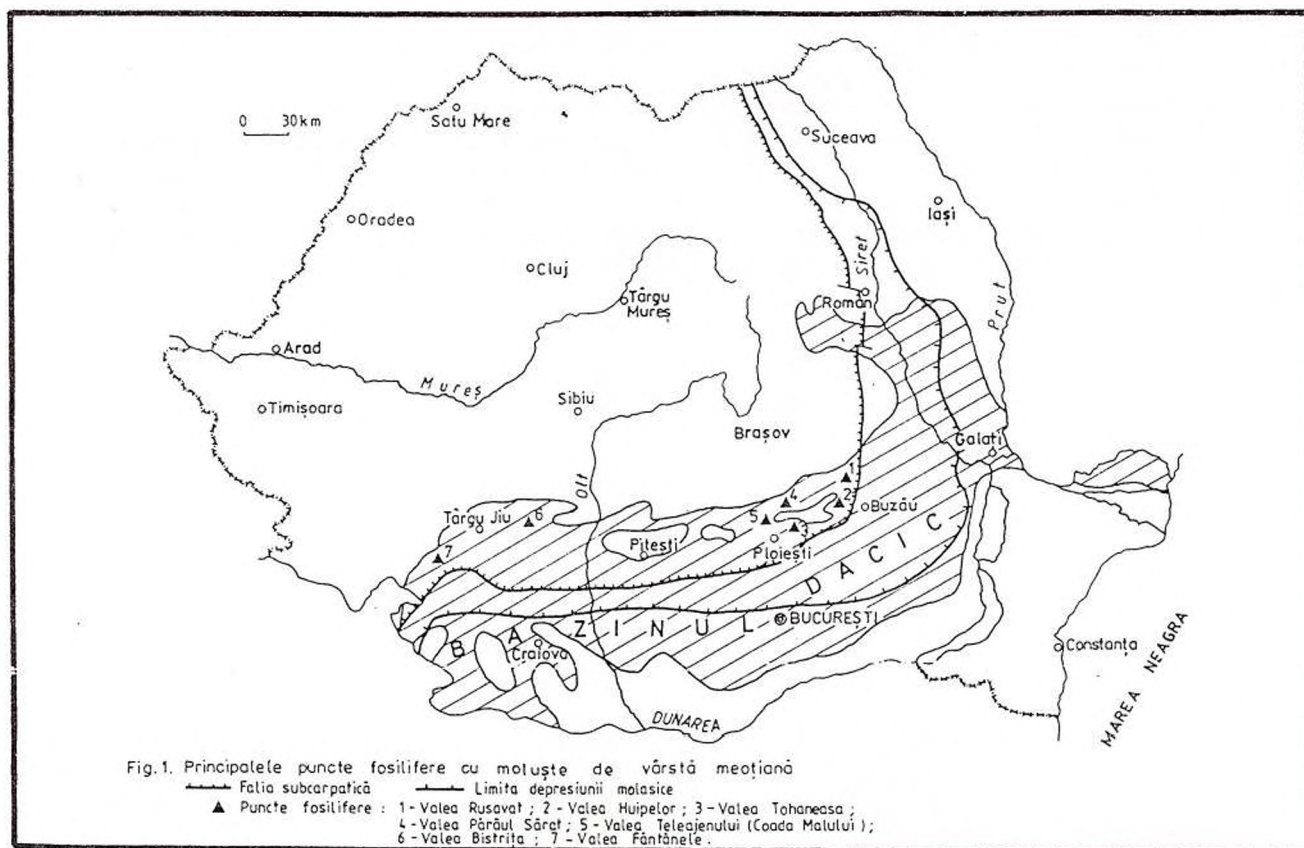
Fam. *Pulchelliidae*: *Psilotissotia favrei* (OOSTER) – uppermost Hauterivian – lowermost Barremian (S, D), *P. cf. anglesense* VERM. – Lower Barremian (D), *P. malladae* (NICKLES) – Lower Barremian (Do); *Nicklesia cf. karsteni* (UHLIG) – Lower Barremian (D); *Subpulchellia sauvageau* (HERMITE) – Barremian (S, D, T), *S. cf. changarnieri* (SAYN) – Lower Barremian (S, T), *S. nicklesi* HYATT – Lower Barremian (S), *S. compressissima* (d'ORB.) – Lower Barremian (D, B), *S. brevicostata* KOT. – Upper Barremian (S, D, B), *S. plana* KOT. – Upper Barremian (S, D), *S. delanoyi* n. sp. – Upper Barremian (D), *Subpulchellia* n. sp. 1 and 2 – Barremian (D); *Pulchellia* (*P.*) *cf. schlumbergeri* NICKLES – Lower Barremian (S, Do, D), *P. (P.) multicostata* RUEDEL – Lower Barremian (Do, D), *P. (P.) communis* BURGL – Lower Barremian (D), *P. (P.) cf. pseudokarsteni* BURGL – Barremian (D); *Pulchellia* (*Hettneria*) *cf. hettneri* GERH. – Upper Barremian (D), *P. (?) prahovens* AVRAM & STEF. – Lower Barremian (P); *Heinzia* (*H.*) *sayni* HYATT – Upper Barremian (S), *H. (H.?) provincialis* (UHLIG) – Upper Barremian (D); *H. (Gerhardtia) cf. galeatoides* (KARSTEN) – Upper Barremian (S), *H. (G.) n. sp. aff. H. (G.) sartousiana* (d'ORB) – Upper Barremian (S), *H. (G.?) provincialis* (d'ORB.) – Upper Barremian (D); *Hainizia (Carstenia) lindigi* (d'ORB.) – Upper Barremian (D), *H. (C.) cf. subcaecidi* (SAYN) – Upper Barremian (S). Fam. *Desmocerotidae*: Subfam. *Beudanticeratinae*: *Beudanticeras beudanti* (BRONGN.) – Middle–Upper Albian (DS), *B. laevigatum* (SOW.) – Lower Albian (DS), *B. dupinianum* (d'ORB.) – Lower Albian (DS), *B. newtoni* CASEY – Lower Albian (DS), *B. cf. arduennense* BR. – Lower Albian (DS), *B. cf. subparandieri* SPATH – Albian (DS), *B. burchanense* EGOJAN – Upper Aptian ? (MA), *Beudanticeras* n. sp. – Albian (DS). Subfam. *Silesitoidinae*: *Parasilesites kilianiformis* (FALLOT) – Upper Aptian (MA), *P. aff. kiliani* (FALLOT) – Upper Aptian ? (MA). Subfam. *Puzosiinae*: *Valdedorsella busnardo* n. sp. – Upper Barremian (S); *Pseudohaploceras portaeferreae* (TIETZE) – Upper Barremian (S), *P. tachthallae* (TIETZE) – Upper Barremian (S, D), *P. liptoviense* (ZEUSCH.) – Upper Barremian–Lower Aptian (D), *P. douvillei* (FALLOT) – Lower Aptian (D), *P. matheroni* (d'ORB.) – Lower Aptian (D), *P. matheroni lateumbilicatum* AVRAM – Aptian (D, MA); *Melchiorites melchioris* (TIETZE) – Upper Barremian–Aptian (S, D), *M. seguensae* ((COQ.) MATH.) – Barremian (S), *M. pauliani* n. sp. – Lower Barremian (S), *M. aff. pauliani* AVRAM – Upper Barremian (S), *M. triangulus* n. sp. – Upper Barremian (S), *M. nannus* n. sp. – Upper Barremian (S), *M. falloti* (KILIAN) – Barremian (S), *M. tenuicinctus* (SAR. & SCHOND.) – Upper Barremian (S), *M. fallaciosus* (KILIAN) – Lower Barremian (S), *M. aff. fallaciosus* (KILIAN) – Lower Barremian (S), *M. cf. uhligi* (HAUG) – Barremian (S, D), *M. cassidoides* (UHLIG) – Lower Barremian (S), *M. blayaci* (KILIAN) – Barremian (S, D), *M. blayaciformis* n. sp. – Barremian (S), *M. ? karakaschi* (SIM.) – Upper Barremian (S, D), *M. muierensis* (HERBICH) – Upper Barremian ? (D), *M. rumanus* (KILIAN) – Barremian (D), *M. zurkeriformis* n. sp. – Upper Barremian – Lower Aptian (S), *M. aff. zurkeriformis* n. sp. – Upper Barremian (S), *M. compressus* n. sp. – Upper Barremian (S), *M. ? compsense* (KILIAN) – Barremian (S, D), *Melchiorites* n. sp. ind. – Upper Barremian (S); *Nabdalsiceras nabdalsa* ((COQ.) SAYN) – Barremian (S).

STUDIUL FAUNELOR DE MOLUȘTE MEOTIENE DIN BAZINUL DACIC L'ÉTUDE DES FAUNES DE MOLLUSQUES MÉOTIENS DU BASSIN DACIQUE

I. PAPAIANOPOL, R. MACALET, FI. MARINESCU

În Bazinul Dacic, unitate paleogeografică situată între Carpați, Prebalkan și Dobrogea, sunt considerate drept meotiene depozitele situate între cele ale Sarmatianului superior (Chersonian) și cele ale Pontianului inferior (Odessian). Succesiuni complete ale Meotianului se găsesc în partea orientală a bazinului Dacic, mai exact între valea Cricovului Sărat și valea Buzăului, precum și la nord de valea Buzăului (fig. 1).

Dans le Bassin Dacique, unité paléogéographique située entre les Carpates, les Prébalkans et la Dobrodjua, sont considérés comme méotiens les dépôts situés entre les dépôts du Sarmatien supérieur (Chersonien) et ceux du Pontien inférieur (Odessien). Des successions complètes du Méotien se trouvent dans la partie orientale du Bassin Dacique, entre vallée du Cricovul Sărat et la vallée du Buzău et au nord de la vallée du Buzău (fig. 1).



Aici, Meotianul începe de cele mai multe ori fie prin depozite caracterizate prin prezența unor congerii de talie mică, fie prin depozite cu *Helix*.

Ici, le méotien débute, d'habitude, soit par des dépôts caractérisés par la présence des congéries de petite taille, soit par des dépôts à *Helix*.

Acestea sunt urmate de o suită în care există mai multe nivele fosilifere care includ atât bivalve (*Congerina*, *Dreissenomya*, *Psilunio*, *Teisseyreomya*), cât și gasteropode (*Theodoxus*, *Viviparus*, *Hydrobia*, *Pontohydrobia*, *Turricaspia*, *Maeotidia*, *Lithoglyptus*, *Pseudamnicola*, *Velutinopsis*). Deasupra acestui pachet caracterizat prin faune salmastre sau dulcicole stau așa numitele strate cu *Dosinia* care, în Bazinul Dacic, includ forme eurihaline (este vorba de *Dosinia*, *Abra*, *Ervilia*, *Paphia*, *Mytilaster* dintre bivalve și de *Pirenella*, *Cerithium*, *Bittium* dintre gasteropode). Succesiunile enumerate până acum sunt considerate a reprezenta Meotianul inferior (Olténian) din Bazinul Dacic. Deasupra acestuia stă Meotianul superior (subetajul Moldavian) care, spre deosebire de Olténian nu cuprinde decât faune salmastre sau dulcicole. Dintre bivalve, genurile *Congerina*, *Dreissenomya*, și *Psilunio*, au cele mai frecvente ocurențe. Cât privește gasteropodele, frecvent întâlnite în Moldavian sunt speciile genurilor *Theodoxus*, *Viviparus*, *Turricaspia* și *Pseudamnicola*.

Atât la partea inferioară, cât și în cea superioară, etajul Meotian este delimitat de două praguri paleontologice importante. Astfel, limita inferioară a Meotianului inferior este deosebit de netă deoarece nici una dintre numeroasele specii ale genului *Mactra*, care caracterizează subetajul Chersonian (= Sarmatian superior) nu se regăsește în Meotian. La rândul lor, speciile de *Congerina*, *Psilunio*, *Viviparus*, *Turricaspia*, *Maeotidia* existente în partea inferioară a Meotianului inferior nu au fost identificate în Chersonian. La fel de tranșantă este și limita dintre Meotian și Pontian, deoarece în partea inferioară a Pontianului apar pentru prima dată în Bazinul Dacic faunele de limnocardiide salmastre care nu au reprezentanți în Meotianul superior.

Faunele de moluște de vârstă meotiană din bazinul Dacic includ, pe lângă un număr important de specii endemice și destul de numeroase specii comune de moluște (atât bivalve cât și gasteropode) care se întâlnesc și în Meotianul din Bazinul Euxinic (*Paratethysul* oriental). Este o dovadă a legăturilor care au existat în timpul Meotianului între bazinele Dacic și Euxinic. Se conchide deci că la nivelul Meotianului afinitățile dintre Bazinul Dacic și *Paratethysul* oriental sunt evidente. În același interval de timp Bazinul Dacic a fost izolat de Bazinul Pannonic (*Paratethysul* central).

Studiul moluștelor meotiene din Bazinul Dacic a evidențiat faptul că faunele Meotianului inferior (Olténian) sunt mai bogate și mai diversificate, atât în ceea ce privește numărul genurilor, cât și cel al speciilor, decât cele existente în Meotianul superior (Moldavian).

În depozitele Meotianului inferior (Olténian) au fost întâlnite 9 genuri și subgenuri de bivalve (tab. 1) și 18

Ces dépôts sont surmontés par une suite où existent plusieurs niveaux fossilifères qui contiennent tant des bivalves (*Congerina*, *Dreissenomya*, *Psilunio*, *Teisseyreomya*), que des gasteropodes aussi (*Theodoxus*, *Viviparus*, *Hydrobia*, *Pontohydrobia*, *Turricaspia*, *Maeotidia*, *Lithoglyptus*, *Pseudamnicola*, *Velutinopsis*). Au-dessus de ce paquet, caractérisé par des faunes saumâtres ou dulçaquicoles, se disposent les soi-disant couches à *Dosinia* qui comportent des formes marines eurihalines (il s'agit de *Dosinia*, *Abra*, *Ervilia*, *Paphia*, *Mytilaster* parmi les bivalves et de *Pirinella*, *Cerithium*, *Bittium* parmi les gasteropodes). Les successions présentées ci-dessus sont considérées comme représentant le Méotien inférieur (Olténien) du Bassin Dacique. En-dessus suit le Méotien supérieur (Moldavian) qui, à la différence de l'Olténien, comporte seulement des faunes saumâtres ou dulçaquicoles. Parmi les bivalves, les genres *Congerina*, *Dreissenomya* et *Psilunio* ont des occurrences plus fréquentes. En ce qui concerne les gasteropodes, les spécimens des genres *Theodoxus*, *Viviparus*, *Turricaspia* et *Pseudamnicola* ont des apparitions fréquentes.

Tant à la partie inférieure, qu'à celle supérieure aussi, l'étage Méotien est délimité par deux importants seuils paléontologiques. Ainsi, la limite inférieure du Méotien inférieur est particulièrement nette, car aucune des nombreuses espèces du genre *Mactra* qui caractérisent le sous-étage Chersonien n'étant pas rencontrés dans le Méotien. A leurs tour, les espèces de *Congerina*, *Psilunio*, *Viviparus*, *Turricaspia*, *Maeotidia* existantes dans la partie inférieure du Méotien inférieur n'ont pas été encore identifiées dans les dépôts du Chersonien. Très tranchante est aussi la limite du Méotien avec le Pontien, parce que dans la partie inférieure du Pontien apparaissent, pour la première fois dans le Bassin Dacique, les faunes à limnocardiides saumâtres, qui n'ont pas des représentants dans le Méotien supérieur.

Les faunes de mollusques d'âge Méotien du Bassin Dacique contiennent, à côté d'un important nombre d'espèces endémiques, d'assez nombreuses espèces communes de mollusques (tant des bivalves, que des gasteropodes aussi) qui se trouvent également dans le Méotien du Bassin Euxinique (la *Paratethys* orientale). On peut donc conclure qu'au niveau du Méotien les affinités entre le Bassin Dacique et la *Paratethys* orientale sont évidentes. Dans le même intervalle de temps le Bassin Dacique a été isolé du Bassin Pannonique (la *Paratethys* centrale).

L'étude des mollusques méotiens du Bassin Dacique a montré que les faunes du Méotien inférieur (Olténien) étaient plus riches et plus diversifiées (en ce qui concerne le nombre des genres et des espèces) par rapport aux faunes existantes dans le Méotien supérieur (Moldavien).

Dans les dépôts du Méotien inférieur (Olténien) ont



genuri și 6 subgenuri de gasteropode (tab. 2).

été rencontrés 9 genres et 5 sous-genres de bivalves, aussi 18 genres et 6 sousgenres de gasteropodes (tab. 1, 2).

Tabel 1

Distribuția stratigrafică a genurilor de moluște bivalve în depozitele meotiene din Bazinul Dacic

Genuri de moluște bivalve	MEOTIAN	
	Inferior	Superior
	OLTENIAN	MOLDAVIAN
MYTILASTER	+	—
CONGERIA (Subgenul MYTILOPSIS)	+	+
CONGERIA (Subgenul TRIGONOPRAXIS)	+	—
CONGERIA (Subgenul ANDRUSOVICONCHA)	+	+
DREISSENUMYA (Subgenul DREISSENUMYA)	+	+
DREISSENUMYA (Subgenul SINUCONGERIA)	+	+
DOSINIA	+	—
PAPHIA	+	—
ABRA	+	—
ERVILIA	+	—
PSILUNIO	+	+
TEISSEYREOMYA	+	—

Tabel 2

Distribuția stratigrafică a genurilor de gasteropode în depozitele meotiene din Bazinul Dacic

Genuri de gasteropode	MEOTIAN	
	Inferior OLTENIAN	Superior MOLDAVIAN
Genul THEODOXUS	+	+
Genul VIVIPARUS	+	+
Genul RISCOA	+	—
Genul HYDROBIA	+	+
Genul PORCONEIDROBIA	+	+
Genul CASPICHYDROBIA	+	+
Genul TURRICASPIA	+	+
Genul MAEOTIDIA	+	—
Genul LITHOGLYPHUS	—	+
Genul PSEUDAMNICOLA	+	+
Subgenul PSEUDAMNICOLA	+	+
Subgenul ALUTA	+	—
Subgenul BARASSIA	+	—
Subgenul ANDRUSOWIELLA	+	+
Subgenul STAJA	+	—
Subgenul ILJINELLA	+	+
Genul BYTHINELLA	—	+
Genul CASPIA	+	+
Genul CERITHIUM	+	—
Genul PIKEHELLA	+	+
Genul BITTUM	+	—
Genul VELUTINOPSIS	+	—
Genul VELUTINELLUS	+	—
Genul CORETUS	+	—
Genul HELIX	+	+
Genul HELICELLA	+	—

Faunele de bivalve existente în depozitele Meotianului inferior de sub stratele cu *Dosinia* cuprind speciile și subspeciile următoare:

Congeria (Mytilopsis) motasi PAPAIAPOPOL, C. (M.) *patrului* PAPAIAPOPOL, C. (M.) *moskoni* PAPAIAPOPOL, C. (M.) *neumayri* ANDRUSOV, C. (M.) *moldavica* SIMIONESCU et BARBU, C. (M.) *diversa* MACAROVICI, C. (M.) *carpatica* MACAROVICI, C. (M.) *soceni* JEKELIUS, C. (M.) *politioanei* JEKELIUS, C. (M.) *carasi* JEKELIUS, C. (M.) *ringeiseni* JEKELIUS, C. (M.) *poenensis* JEANRENAUD, C. (M.) *homoplatoide* ANDRUSOV, C. (M.) *mediocarinata* JEANRENAUD, C. (M.) *elongata* JEANRENAUD, C. (M.) *scrobiculata carinifera* LÖRENTHEY, C. (M.) *ramphophora ramphophora* BRUSINA, C. (M.) *ramphophora vösendorfensis* PAPP, C. (M.) *schmidti* LÖRENTHEY, C. (Trigonopraxis) *martonfii* LÖRENTHEY, C. (Andrusoviconcha) *tohanensis* PAPAIAPOPOL, *Dreissenomya (Dreissenomya) nevesskai* ROSKA, D. (D.) *subrotunda* (PANĂ), D. (Sincongeria) *semilunata* (PANĂ), *Psilunio (Psilunio) subrecurvus* (TEISSEYRE), P. (P.) *munteniae* (TEISSEYRE), P. (P.) *subhoernesi* (SINZOW), P. (P.) *radiatodentatus* (SINZOW), *Teisseyreomya subatava* (TEISSEYRE), T. *macoveii* BOLGIU, T. *costata* BOLGIU, T. *unioides* BOLGIU, T. *negrescui* BOLGIU, T. *aperta* BOLGIU.

Les faunes de bivalves existantes dans les dépôts du Méotien inférieur situé au-dessous des couches à *Dosinia* comportent les suivantes espèces et sous-espèces:



Stratele cu *Dosinia*, situate în partea superioară a Meotianului inferior (Olténian), au drept notă caracteristică existența unor bivalve marine eurihaline cum sunt: *Dosinia maeotica* ANDRUSOV, *Abra tellinoides* (SINZOW), *Ervilia minuta* (SINZOW), *Paphia andrusowi* (OSSAULENKO), *Paphia subcurta* (ANDRUSOV), *Mytilaster incrassatus minor* ANDRUSOV. La același nivel stratigrafic pot fi întâlnite și unele elemente salmastre sau dulcicole cum sunt: *Congerina* (*Mytilopsis*) *panticapaea* ANDRUSOV, *Teisseyreomya subatava* (TEISSEYRE), *Psilunio* (*Psilunio*) *subrecurvus* (TEISSEYRE), dar acestea au la nivelul stratelor cu *Dosinia*, apariții mult mai rare:

Gasteropodele sunt foarte bine reprezentate în depozitele de vârstă Meotian inferior. În succesiunea Meotianului inferior situată sub stratele cu *Dosinia* a fost surprinsă existența următorilor taxoni:

Theodoxus politus JEKELIUS, *Th. stefanescui* (FONTANNES), *Th. geticus* MARINESCU, *Th. reticulatus* KJUMDZIEVA, *Th. crenulatus* (KLEIN), *Viviparus moldavicus* WENZ, *Rissoa* sp., *Hydrobia ventrosa* (MONTAGU), *Pontohydrobia panticapaea* (ANDRUSOV), *P. kelterborni* (WENZ), *Turricaspia aberrans* (ANDRUSOV), *T. aff. carinata* (ANDRUSOV), *T. wenzii* ROSKA, *T. korobkovi* ROSKA, *T. starobogatovi* ROSKA, *Maeotidia* sp., *Lithoglyphus maeoticus* PAPAIONOPOL, *L. ornatus* PAPAIONOPOL, *L. bellus* PAPAIONOPOL, *Pseudamnicola* (*Pseudamnicola*) *sarmatica* JEKELIUS, *P. (P.) immutata* (FRAUENFELD), *P. (Aluta) pseudocarinata* (ROSKA), *P. (A.) aff. producta* JEKELIUS, *P. (Barassia) purpurina* (ANDRUSOV), *P. (B.) aff. purpurina* (ANDRUSOV), *P. (Staja) pseudovariabilis* (SINZOW), *P. (Iljinella) panee* ROSKA, *P. (I.) aff. sasykensis* ROSKA, *Caspia latior* (SANDBERGER), *C. kjumdzievae* ROSKA, *Velutinopsis velutina* (DESHAYES), *Velutinellus catinus* MARINESCU, *V. piluleus* MARINESCU, *Coretus* sp., *Helicella* sp., *Helix mrazeci* SEVASTOS.

Pentru stratele cu *Dosinia*, din partea superioară a Olténianului sunt caracteristice elemente marine euhedrale cum sunt: *Pirenella disjuncta disjuncta* (SOWERBY), *P. disjuncta disjunctoides* (SINZOW), *Cerithium rubiginosum* EICHWALD, *Bittium* sp.

Acestea pot fi însoțite, sau nu de diferite specii ale genurilor *Turricaspia*, *Caspia*, *Pseudamnicola* și *Theodoxus*.

Depozitele Meotianului superior (Moldavian) cuprind faune de bivalve cu:

Congerina (*Mytilopsis*) *panticapaea* ANDRUSOV, *C. (M.) aff. djaphareulica* BADZOSHVILI, *Congerina* (*Andrusovi-concha*) *navicula* ANDRUSOV, *C. (A.) novorossica* (SINZOW), *Dreissenomya* (*Dreissenomya*) *unioides* FUCHS, *D. (D.) rumana* (WENZ), *D. (Sinucongerina) primiformis* PAPP, *Psilunio* (*Psilunio*) *subrecurvus* (TEISSEYRE), *P. (P.) subhoernesi* (SINZOW), *P. (P.) radiatodentatus* (SINZOW).

Gasteropodele, în special cele de talie mică, sunt deseori foarte bine reprezentate în Meotianul superior. De obicei, sunt acumulate în lentile sau cuiburi. Ocurențele cele mai numeroase le au genurile *Theodoxus*, *Caspiohydrobia*, *Turricaspia*, *Pseudamnicola* (mai ales subgenurile *Pseudamnicola* și *Andrusowiella*) și *Caspia*. Speciile recunoscute sunt următoarele:

Les couches à *Dosinia*, situées dans la partie supérieure du Méotien inférieur (Olténien) ont comme trait caractéristique l'existence des quelques bivalves marines euryhalines comme: *Dosinia maeotica* ANDRUSOV, *Abra tellinoides* (SINZOW), *Ervilia minuta* (SINZOW), *Paphia andrusowi* (OSSAULENKO), *Paphia subcurta* (ANDRUSOV), *Mytilaster incrassatus minor* ANDRUSOV. Au même niveau stratigraphique peuvent être trouvés aussi quelques éléments suamâtres ou dulçaquicoles comme: *Congerina* (*Mytilopsis*) *panticapaea* ANDRUSOV, *Teisseyreomya subatava* (TEISSEYRE), *Psilunio* (*Psilunio*) *subrecurvus* (TEISSEYRE), mais ces formes ont de rares occurrences dans les couches à *Dosinia*.

Les gasteropodes sont très bien représentés dans les dépôts d'âge Méotien inférieur. La succession du Méotien inférieur située au-dessous des couches à *Dosinia* comporte les taxons suivants:

Pour les couches à *Dosinia*, situées à la partie supérieure de l'Olténien, sont caractéristiques les éléments marines euryhalins comme: *Pirenella disjuncta disjuncta* (SOWERBY), *P. disjuncta disjunctoides* (SINZOW), *Cerithium rubiginosum* EICHWALD, et *Bittium* sp.

Parfois, ces taxons peuvent être accompagnés de diverses espèces des genres *Turricaspia*, *Caspia*, *Pseudamnicola* et *Theodoxus*.

Les dépôts du Méotien supérieur (Moldavien) contiennent une faune de bivalves avec:

Les gasteropodes, particulièrement ceux de petite taille, sont souvent très bien représentés dans le Méotien supérieur. D'habitude sont accumulés en lentilles ou nids. Les plus nombreuses occurrences ont les genres *Theodoxus*, *Caspiohydrobia*, *Turricaspia*, *Pseudamnicola* (surtout les sous-genres *Pseudamnicola* et *Andrusowiella*) et *Caspia*. Les espèces trouvées sont les suivantes:

Theodoxus politus JEKELIUS, *Th. stefanescui* (FONTANNES), *Th. reticulatus* KOJUMDGIEVA, *Th. crenulatus* (KLEIN), *Viviparus moldavicus* WENZ, *Hydrobia ventrosa* (MONTAGU), *Pontohydrobia kelterborni* (WENZ), *Caspiohydrobia starobogatovi* ILJINA, *C. aff. eleganta* BADZOSHVILI, *Caspiohydrobia* sp., *Turricaspia parvinucleata* ROSKA, *T. wenzii* ROSKA, *T. aff. starobogatovi* ROSKA, *T. aff. turritissima* (ANDRUSOV), *Maeotidia* sp., *Lithoglyptus rarus* PAPAIANOPOL, *Pseudamnicola* (*Pseudamnicola*) *sarmatica* JEKELIUS, *P. (P.) immutata* (FRAUENFELD), *P. (Aluta) pseudocarinata* ROSKA, *P. (Andrusowiella) aff. atava* (ANDRUSOV), *Pseudamnicola* (*Andrusowiella*) sp., *P. (Iljinella) panae* ROSKA, *Bythinella* sp., *Caspia kojumdgievae* ROSKA, *Caspia* sp., *Pirenella disjuncta disjunctoides* (SINZOW), *Helix mrazeci* SEVATOS.

Deși, după faunele de moluște, subetajele Oltenian și Moldavian sunt individualizate, ele posedă și caractere comune, atât specii de bivalve, cât și de gasteropode, fiind comune celor două subetaje. Dintre bivalve speciile: *Congeria* (*Mytilopsis*) *panticapaea* ANDRUSOV, *Psilunio* (*Psilunio*) *subrecurvus* (TEISSEYRE), *P. (P.) subhoernesii* (SINZOW) și *P. (P.) radiatodentatus* (SINZOW) se întâlnesc atât în Oltenian, cât și în Moldavian. Speciile de gasteropode comune subetajelor Oltenian și Moldavian sunt mai numeroase:

Bien que d'après les faunes de mollusques les sous-étages Olténien et Moldavien sont bien individualisés, ils comportent aussi quelques caractères communs, tant des espèces de bivalves, que de gasteropodes aussi, étant communes pour les deux sous-étages du Méotien. Parmi des bivalves les espèces *Congeria* (*Mytilopsis*) *panticapaea* ANDRUSOV, *Psilunio* (*Psilunio*) *subrecurvus* (TEISSEYRE), *P. (P.) subhoernesii* (SINZOW) și *P. (P.) radiatodentatus* (SINZOW) et *Congeria* (*Mytilopsis*) *panticapaea* ANDRUSOV se trouvent dans l'Olténien et dans le Moldavien aussi. Les espèces de gasteropodes communes des sous-étages Olténien et Moldavien sont plus nombreuses:

Theodoxus politus JEKELIUS, *Th. stefanescui* (FONTANNES), *Th. reticulatus* KOJUMDGIEVA, *Th. crenulatus* (KLEIN), *Viviparus moldavicus* WENZ, *Hydrobia ventrosa* (MONTAGU), *Pontohydrobia kelterborni* (WENZ), *Turricaspia wenzii* ROSKA, *Pseudamnicola* (*Pseudamnicola*) *sarmatica* JEKELIUS, *P. (P.) immutata* (FRAUENFELD), *P. (Aluta) pseudocarinata* ROSKA, *Caspia kojumdgievae* ROSKA, *Pirenella disjuncta disjunctoides* (SINZOW), *Helix mrazeci* SEVATOS.

Deși distincte, faunele olteniene și moldaviene sunt strâns legate între ele, reprezentând un singur ciclu, omogen și destul de unitar, de dezvoltare al faunelor de moluște situate între cele ale etajelor Sarmatian și Pontian.

Caracterele faunistice distinctive ale Meotianului inferior (Oltenian) sunt următoarele:

- proliferarea și diversificarea congeriilor din subgenul *Mytilopsis*. Aceste congerii cu un mare număr de specii și indivizi în Meotianul inferior cunosc o puternică recesiune în Meotianul superior, când se dezvoltă luxuriant congeriile din subgrupul subgenului *Andrusoviconcha* (fig. 2);

- dreissenomiile, prezente prin specii proprii Meotianului inferior, sunt reprezentate numai prin specii de talie mică;

- speciile genului *Teisseyrenomya*, uneori cu prezențe foarte active, au fost identificate, până în prezent, numai în Meotianul inferior;

- existența, numai în Oltenian, a speciilor de gasteropode cu o carenă puternică, aparținând genurilor *Turricaspia* și *Pontohydrobia*, precum și subgenului *Barassia* din cadrul genului *Pseudamnicola*;

Bien que distinctes, les faunes olténiennes et moldaviennes sont étroitement liées entre elles, représentant un seul cycle, homogène et assez unitaire, de développement des faunes de mollusques situées entre celles des étages Sarmatien et Pontien.

Les caractères fauniques distinctifs du Méotien inférieur (Olténien) sont les suivants:

- la prolifération et la diversification des congéries du sousgenre *Mytilopsis*. Ces congéries, avec un grand nombre d'espèces et d'individus dans le Méotien inférieur marquent une forte récession pendant le Méotien supérieur, quand les congéries du sousgenre *Andrusoviconcha* gagnent un développement luxuriant (fig. 2);

- les dreissenomyes, présentes par des espèces caractéristiques pour le Méotien inférieur, sont représentées seulement par des espèces de petite taille;

- Les espèces du genre *Teisseyrenomya*, parfois avec des présences très actives, ont été identifiées, jusqu'à présent, seulement dans le Méotien inférieur;

- l'existence, seulement dans l'Olténien, des espèces de gastropodes à une carène forte appartenant au genre *Turricaspia* et *Pontohydrobia* et au sous-genre *Barassia* du genre *Pseudamnicola*

Etaaj (Subetaaj)	Nivela fossiliferă reper	Genul <i>Congeris</i>	
		Subgenul <i>Mytilopsis</i>	Subgenul <i>Andrusoviconcha</i>
Meotian superior (Moldavian)	Strate cu <i>Congeris</i> (<i>Andrusoviconcha</i>) navicula și <i>Congeris</i> (<i>Andrusoviconcha</i>) novorossica	-	+ (lumagele)
	Strate cu <i>Dreissenomya</i> (<i>Dreissenomya</i>) rumana și <i>Dreissenomya</i> (<i>Dreissenomya</i>) unioides	-	-
	Strate cu <i>Congeris</i> (<i>Mytilopsis</i>) panticapae	+	-
	Argile cu ostracode		
Meotian inferior (Oltenian)	Strate cu <i>Dosinia</i>	+ (rare)	-
	Strate cu <i>Congeris</i> , <i>Dreissenomya</i> , <i>Teisseyrenomya</i> , <i>Macotidia</i> , <i>Hydrobia</i> , <i>Pontohydrobia</i> , <i>Turricaspia</i> , <i>Rissoa</i> , <i>Pseudamnicola</i>	+ (lumagele)	-
	Strate cu congerii de talie mică	+	+ (rare)

Fig. 2

Distribuția stratigrafică a congeriilor din subgenurile
Mytilopsis și *Andrusoviconcha* în depozitele meotiene
din Bazinul Dacic

- în afară de genurile *Pirenella*, *Cerithium* și *Bittium* care caracterizează stratele cu *Dosinia*, situate în partea superioară a Oltenianului, există și alte genuri gasteropode (*Rissoa*, *Velutinopsis*, *Velutinellus*) identificate numai în Meotianul inferior.

- à côté des genres *Pirenella*, *Cerithium* et *Bittium*, qui caractérisent les couches à *Dosinia*, existent aussi d'autres genres de gastropodes (*Rissoa*, *Velutinopsis*, *Velutinellus*) identifiés seulement dans le Méotien inférieur.



Faunele de moluște ale Meoțianului superior (moldavian) posedă de asemenea câteva particularități proprii:

- dezvoltarea foarte puternică a congeriilor din subgenul *Andrusoviconcha* prezente printr-un număr impresionant de indivizi în depozitele de la partea superioară a Moldavianului;

- faunele de gasteropode, foarte bogate pe numeroase profile, sunt dominate de speciile lise; când formele ornamentate sunt prezente, ele posedă carene mai mult sau mai puțin atenuate;

- unele genuri de gasteropode cum sunt *Caspiohydrobia* și *Bythinella* au fost recunoscute, pentru moment, numai în depozitele subetajului Moldavian.

Sinteza observațiilor efectuate asupra faunelor meoțiene arată că pentru Meoțianul inferior (Olténien) sunt caracteristice congeriile din subgenul *Mytilopsis* și gasteropodele puternic ornamentate, în timp ce în Meoțianul superior (Moldavian) proliferază congeriile din subgenul *Andrusoviconcha* și gasteropodele lise.

Les fort développement des congéries du sous-genre *Andrusoviconcha* présentes, par un nombre impressionnant d'individus, dans les dépôts situés dans la partie supérieure du Moldavien;

- les faunes de gastropodes, très riches sur nombreuses coupes, sont dominées par des espèces lisses; quand les formes ornementées sont présentes, elles ont seulement des carènes plus ou moins atténuées;

- quelques genres de gastropodes comme *Caspiohydrobia* et *Bythinella* ont été trouvés, pour le moment, seulement dans les dépôts du sous-étage Moldavien.

La synthèse des observations effectuées sur les faunes méotiennes montre que pour le Méotien inférieur (Olténien) sont caractéristiques les congéries du sous-genre *Mytilopsis* et les gastropodes avec une ornementation forte, tandis que dans le Méotien supérieur (Moldavien) prolifèrent les congéries du sous-genre *Andrusoviconcha* et les gastropodes lisses.

EVOLUȚIA GENULUI *MELANOPSIS* FERUSSAC ÎN TIMPUL ROMANIANULUI L'ÉVOLUTION DU GENRE *MELANOPSIS* FERUSSAC PENDANT LE ROMANIEN

B. MARINESCU

Romanianul inferior și mediu reprezintă în cadrul evoluției melanopsidelor, un ultim moment de extindere și diversificare. În acest interval de timp, în Bazinul Dacic apar, relativ brusc, mai mult de 20 de specii aparținând celor trei subgenuri: *Melanopsis* (s. str.), *Lyrcaea*, *Canthidomus*; predominant rămâne subgenul nominativ (peste 50 % din total). Se configurează patru tendințe morfologice: 1) cochilii oval-fusiforme, netede (*Melanopsis (Melanopsis) sandbergeri* NEUMAYR, *M. (M.) bergeroni* SABBA, *M. (M.) decollata* STOLICZKA; 2) cochilii netede-globuloase (grupul "pterochila"); 3) cochilii scalariform-cilindrice, netede (*M. (Lyrcaea) slavonica* NEUMAYR, *M. (L.) onusta* SABBA; 4) cochilii scalariforme, bogat ornamentate (*M. (Canthidomus) soubeirani* PORUMBARU, *M. (C.) hybostoma* BRUSINA).

Această mare variabilitate este determinată atât de factori externi cât și interni. Paleomediul, în continuă schimbare, oferă, în această perioadă, un optim din punctul de vedere al dezvoltării genului. În timpul Romanianului, Bazinul Dacic era format din numeroase mici bazine, mai mult sau mai puțin interconectate, în care apar paleobiotopuri diferite. Predomină faciesul dulcicol, mlăștinos, cuprinzând sectoare cu vegetație luxuriantă, în care abundă unionidele, viviparidele, Theodoxus; melanopsidele apar alături de acestea în număr destul de mare.

Faciesul salmastru are iviri locale, în restul bazinului, mai ales în urma unei scurte perioade de influxuri marine dinspre răsărit (Fl. Marinescu, 1992). În acest tip de mediu melanopsidele sunt răspândite alături de dreissenide.

Variațiile de facies au dus la apariția a numeroase populații, mai mult sau mai puțin izolate și, implicit, la apariția de noi morfe.

Un alt factor determinant în radiația genului îl constituie și temperatura. De-a lungul întregii sale evoluții genul *Melanopsis* a fost dependent de climatul cald, mediteranean sau submediteranean. Creșterea numerică și specifică din timpul Romanianului (se remarcă, la unele specii, îngroșări ale cochiliei, supradimensionarea calusului apertural, ornamentație bogată) a fost controlată probabil și de o încălzire a

Dans le cadre général de l'évolution des mélanopsides, le Romanien inférieur et moyen représentent un dernier moment de grande diversification spécifique. Pendant cet intervalle paraissent dans le Bassin Dacique plus de 20 espèces appartenant aux sous-genres: *Melanopsis* (s. str.), *Lyrcaea*, *Canthidomus*; le sous-genre nominatif reste le plus répandu (plus de 50 % du total). On remarque quatre tendances morphologique (Marinescu, 1997): 1) coquilles fusiformes lisses, (*Melanopsis (Melanopsis) sandbergeri* NEUMAYR, *M. (M.) bergeroni* SABBA, *M. (M.) decollata* STOLICZKA; 2) coquilles globuleuses-lisses (le groupe "pterochila"); 3) coquilles cylindriques-lisses (*M. (Lyrcaea) slavonica* NEUMAYR, *M. (L.) onusta* SABBA; 4) coquilles ornementées (*M. (Canthidomus) soubeirani* PORUMBARU, *M. (C.) hybostoma* BRUSINA).

Cette variabilité détermine tant par des facteurs d'origine interne (génétiques) que par des facteurs d'origine externe (ambientales).

Le paléo-environnement devient, pendant cette période, parfait pour le développement du genre. Durant le Romanien, le Bassin Dacique était divisé en une multitude de petits bassins plus ou moins en corrélation les uns avec les autres, résultant ainsi une large diversité ambientale.

Le faciès dulçaquicole, marécageux, y prédominait: un biotope parfait pour les unionos, viviparus, Theodoxus; les mélanopsides sont présentes aussi, dans un assez grand nombre.

Le faciès saumâtre s'y retrouve localement, dans le secteur oriental du bassin, surtout à la suite d'une brève période d'afflux marin de l'est (Marinescu, 1992). Dans ce type d'environnement les mélanopsides sont rencontrées à côté des dreissenides.

Cette variété de faciès mène finalement à l'apparition de nombreuses populations, plus ou moins isolées, engendrant ainsi de nombreuses espèces.

Un autre facteur déterminant la diversification du genre est la température. Tout au long de son évolution, le genre *Melanopsis* a préféré le climat chaud. Son accroissement, tant en nombre d'espèces qu'en individus durant le Romanien est dû probablement à un réchauffement du climat, fait confirmé aussi



climei, fapt confirmat de altfel și de studiile asupra paleoflorei. Perioada de maximă înflorire a grupului coincide cu maximum temperaturii medii anuale din Romanianul mediu (Țicleanu, 1995).

Apariția într-un răstimp atât de scurt (Dacian superior - Romanian mediu) a unei atât de mari diversități de forme denotă totodată și un mare potențial de variabilitate genetică.

Aproape toate noile morfe ale subgenului *Melanopsis* sunt descendenți ai speciei *M. (M.) decollata*, care popula habitate restrânse, probabil cu o salinitate mai scăzută, din Bazinul Dacic, încă din Meotian. Lipsa de oportunități ecologice a făcut ca, chiar în condiții favorabile de temperatură (spre exemplu, în Portaferrian), specia să nu radieze și să prezinte o morfologie relativ monotonă timp de aproape 5 M.a. - din Meotian până în Dacianul superior. În acest moment începe să se diversifice, generând, până în Romanianul mediu, aproape zece noi specii, toate cu tendința morfologică clară de păstrare a caracterelor speciei ancestrale: cochilie fusiformă, netedă, de talie medie.

Dacă în cadrul acestui grup ascendența este relativ clară, lucrurile se complică în cazul celorlalte tendințe morfologice: globuloase, scalariforme, scalariforme-ornamentate. Este posibil, dar puțin probabil, ca ele să provină tot din grupul "decollata" care, datorită unui potențial genetic deosebit, să fi general forme cu o atât de mare variabilitate.

O altă explicație ar fi migrația unor reprezentanți ai speciei *M. (M.) pterochila* din Bazinul Brașovului unde, în Dacian, au avut o largă dezvoltare, în Bazinul Dacic.

În sprijinul acestei afirmații vin atât o serie de criterii privind morfologia cochiliilor, cât și apariția bruscă a grupului "pterochila" în Romanianul Bazinului Dacic. Exemplarele speciei nominative prezintă un înalt grad de variabilitate, corespunzând exact celor trei tendințe morfologice amintite; mai mult, aceste tendințe sunt deja vizibile la exemplarele din apropierea Brașovului, figurate de Jekelius (1932).

Așadar putem presupune că numeroasele forme de melanopside romaniene sunt descendentele a două lineajii: "decollata" și "pterochila" (fig.), ambele cu un mare potențial genetic, expuse într-un interval relativ scurt de timp (Dacian superior-Romanian mediu), unor condiții optime dar și foarte diverse de mediu.

par la paléoflore. On remarque une coïncidence entre la période du développement maximum du genre et le maximum de la température moyenne annuelle du Romanien moyen (Țicleanu, 1995). Cette coïncidence correspond aussi avec les coquilles épaisses, à un gros calus collumellaire de l'ouverture et à une riche ornementation.

L'apparition dans un intervalle aussi court, du Dacien supérieur au Romanien moyen, telle diversité morphologique prouve aussi un important potentiel génétique.

Presque toutes les nouvelles espèces du sous-genre *Melanopsis* sont les descendants de *M. (M.) decollata* qui peuplait des habitats restreints, probablement à une plus faible salinité, du Bassin Dacique, même depuis le Méotien. L'absence d'opportunités écologiques fait que, même dans des conditions favorables de température (par exemple, pendant le Portaferrien), l'espèce reste presque inchangée morphologiquement pendant environ 5 M.a. - du Méotien jusqu'au Dacien supérieur. À ce moment elle commence à se diversifier engendrant ainsi plus de dix nouvelles espèces, toutes avec la même propension morphologique de l'espèce ancestrale: coquille fusiforme, lisse, de taille moyenne.

Si dans le cadre de ce groupe l'ascendance est certaine, ne se passe pas la même chose avec les trois autres tendances morphologiques; coquilles globuleuses, cylindrique et ornementées. Il n'est pas exclu qu'elles proviennent toujours du groupe "decollata" qui, grâce à son large potentiel génétique, ait engendré des espèces *M. (M.) pterochila*, largement répandre, pendant le Dacien, dans le Bassin du Brașov, vers le Bassin Dacique.

On peut expliquer ainsi tant la morphologie des coquilles, que l'apparition, relativement brusque, du groupe "pterochila" dans le Romanien du Bassin Dacique. Les exemplaires de l'espèce nominative sont caractérisés par un degré de variabilité s'accordant aux trois tendances morphologiques mentionnées; ces tendances sont d'ailleurs assez visible chez les exemplaires du côté de Brașov figurés par Jekelius (1932).

On peut supposer donc que les nombreuses espèces de *Melanopsis romaniennes* sont les descendantes des lignées "decollata" et "pterochila" fig., les deux jouissant d'un important potentiel génétique, les deux exposés, pendant une période relativement brève (Dacien-supérieur-Romanien moyen), avec des conditions environnementales optimales, mais aussi très variées.



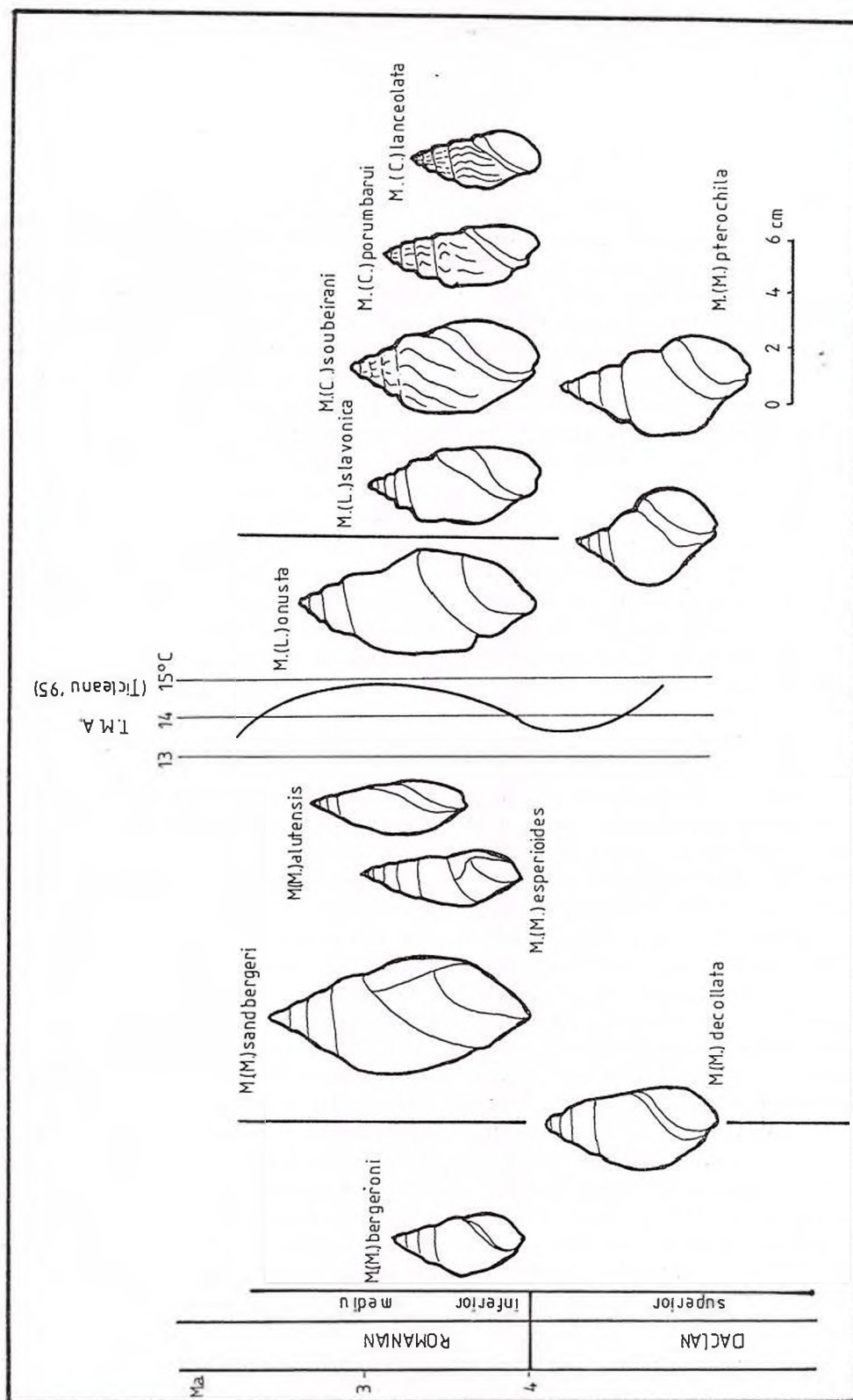


Fig. Tipuri morfologice de melanopside din Bazinul Romanians, Bazinul 'decollata' si 'pterochila'.

OSTRACODELE MEOTIANULUI THE MEOTIAN OSTRACODS AND THEIR PROBLEMS

Radu OLTEANU

Meotianul bazinului Dacic oferă șansa uneia dintre cele mai bogate și mai bine conservate faune de ostracode din Terțiar. Totuși cercetarea lor a început târziu și timid prin Suzin (1949), Schneider (1949, 1953) și mai ales Stanceva (1969, 1990) care descrie și figurează mai bine de 40 specii. Olteanu (1976, 1979, 1989) descrie alte 47 specii și 5 genuri completând un inventar de peste 110 specii. În cadrul acestui interval, câteva grupe au o deosebită importanță biostratigrafică și paleogeografică: *Hemicytheria*, *Leptocythere*, *Loxoconcha* și *Candona*. Structura comunităților de ostracode este sugerată de figura 1 iar distribuția lor temporală de figura 2. Fauna include numeroase și aparent ciudate genuri, diferite de faunele Sarmațianului și Pontianului, forme ce pot fi apreciate ca inovații în câmpul evolutiv al acestui grup (*Stanchevia*, *Kassinina*, *Loxoconchella*, *Pontoleberis*, *Getocytheria*, *Drobetaella*, *Severinella*). Este unul dintre motivele pentru care ansamblul ostracodelor meotiene este unul cu totul particular și unic. Câteva genuri ar putea fi înrudite cu altele mai vechi: *Drobetaella* este evident un descendent al grupului *Hemicytheria* din Badenianul superior și Sarmațianul inferior care și-a diversificat modelul morfologic în timpul Meotianului urmărind două direcții: *Drobetaella* (cu două specii, "mirabilis" și "danielopolui") și *Getocytheria* (cu 20 specii). Acest ultim subgen, ocupă întregul interval al Meotianului fiind caracterizat printr-o progresivă și cvasi-lineară elaborare a morfologiei valvelor, atingând în Meotianul superior (cu *H. strabella*) forme similare cu lineajul Pannonian-Pontiană din arealul intra-Carpatic (*H. reticulata*), reiterând în același timp numeroase forme ancestrale (*H. costata* cu *H. lorenthey* sau *G. firma* cu *H. omphalodes*). Acest proces, care sugerează o epuizare a fondului evolutiv este unul dintre cele mai interesante procese din lumea animală.

În Meotianul inferior apare în succesiune *G. bella*, *G. miranda*, *G. portentosa* și *G. parvula*. Specia *G. aligera* traversează neschimbată întregul Meotian. În Meotianul superior apar *G. longicostata*, *G. strabella*, *G. dorsoarcuata*, *G. delicata*, *G. vidinensis* și *G. spongilosa*. Întregul grup dispare brusc imediat după așa numitele "marne cu ostracode", dezvoltarea lor fiind inhibată de intervalul oligohalin al Meotianului terminal. *Hemicytheriile* dispar definitiv din istoria

The Meotian Ostracodes are among the most abundant and well-preserved Neogene fossils. The first species were described and figured by Schneider (1949, 1953) and Suzin (1956). Stanceva (1964, 1971, 1990) reopened this matter being the author of most of the Meotian species. Finally, Olteanu (1976, 1979, 1989) found others 47 new species and five genera of ostracods from the Dacic basin. Totally there are about 110 species. Their abundance and morphological sensitivity varies in different ecological stages. For the Meotian stage, some groups have most stratigraphical and paleoecological importance: *Hemicytheria*, *Leptocythere*, *Loxoconcha*, and *Candona*. The composition of the genera is given in Figure 1 and their temporal distribution in Figure 2. The fauna includes numerous new and often peculiar genera, others than the Sarmatian and the Pontian ones, which are yielding valuable morphological details of the hinge structure, marginal pore canals or muscle scars (*Stanchevia*, *Kassinina*, *Loxoconcha*, *Pontoleberis*, *Getocytheria*, *Drobetaella*, *Severinella*). In this way, the Meotian ostracods seem to be a rather peculiar assemblage in the Neogene ostracod evolution and arises some questions about its variability ways. It can and must be quantified.

Few genera can be clearly related to other older ones. Throughout the Meotian, *Hemicytheria* was divided into two ramus: *Drobetaella* Olteanu, 1976 with two species (*D. mirabilis* and *D. danielopolui*) and *Getocytheria* Stanceva, 1971 with 20 species. *Getocytheria* is undoubtedly a descendant of Badenian and Sarmatian *Hemicytheria*, having the same morphological pattern, more diversified during the Meotian time (and with similar direction of diversification with *Hemicytheria* species from the Pannonian-Pontian time of the Pannonian area). In this latter subgenus, which extends from Lower Meotian to Upper Meotian, the species are characterized by a progressive elaboration of supplementary riblets and ridges, meshes and alveolas, arising even toward an architecture which seems to be sometimes similar to older, ancestral species: *Hemicytheria* (*Getocytheria*) *costata* STANCEVA looks like *Hemicytheria lorenthey* (MEHES) from Sarmatian and *H. (G.) firma* STANCEVA is quasi-similar (in shape and reticulation model) to *Hemicytheria omphalodes* (REUSS) from Badenian.



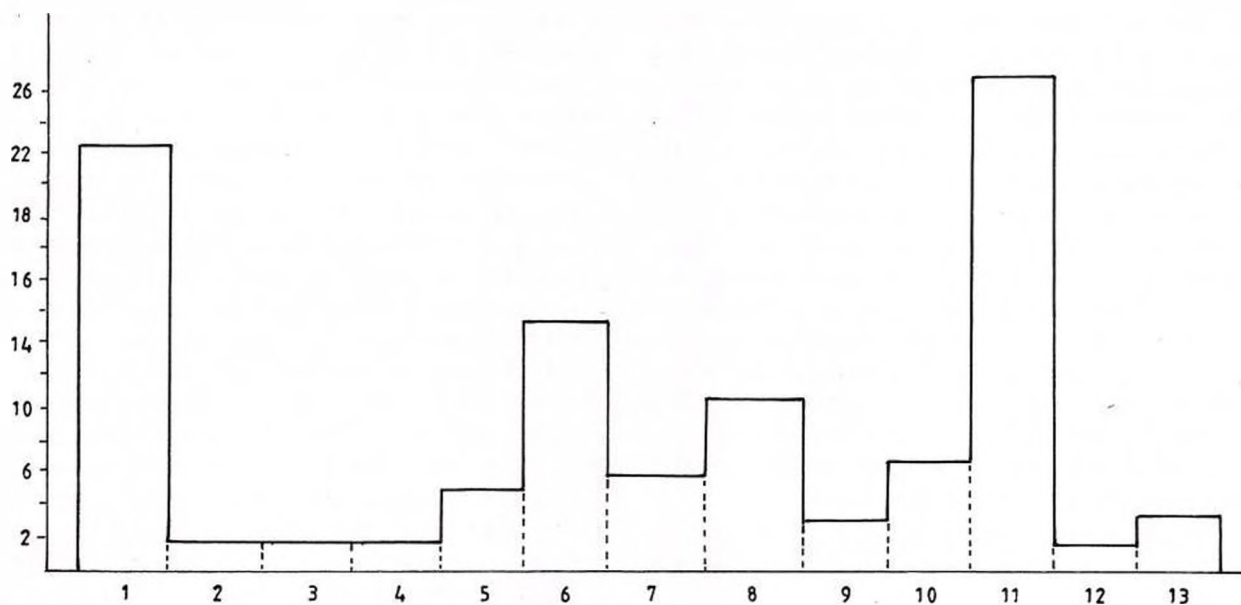


Fig. 1 - The main genera of ostracods from the Meotian. 1, Candona; 2, Darwinulla; 3, Hemicytheria; 4, Drobetaella; 5, Severinella; 6, Getocytheria; 7, Maeotocythere; 8, Euxinocythere; 9, Callistocythere; 10, Amnicythere; 11, Loxoconcha; 12, Aurila; 13, Stanchevia.

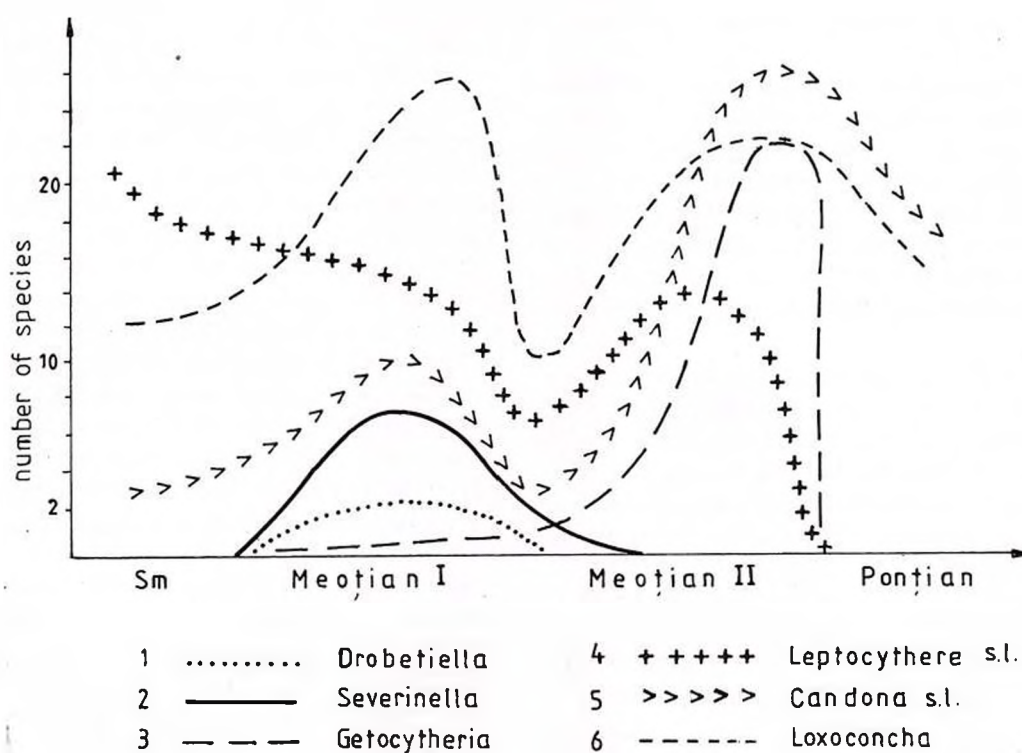


Fig. 2 - Temporal distribution of Meotian ostracods

Paratethysului.

Getocytheria este doar o *Hemicytherie* cu un extrem de larg spectrum de variabilitate declanșat fie de diversificarea nișelor (deci de un proces de specializare), fie datorită unor valuri succesive de imigranți din arealul oriental al Paratethysului. Meotianul inferior din arealul circum-Caucasian conține numeroase specii marine (*Bairdia*, *Hermanites*, *Costa*). Migrația spre vest a acestei faune bentonice le-a diversificat pe măsură ce transgresiunea meotiană își extindea arealul. Gradul de variabilitate crește direct proporțional cu instabilitatea mediului, generând un număr mare de morfotipuri cu valoare și stabilitate locală sau regională. Această ultimă imagine pare să fie cea adevărată, pentru că în timpul Meotianului sunt secvențe clare în procesul diversificării: în Meotianul inferior și în cel superior. Mai mult, structurile reticulare ale valvelor sugerează adâncimi diferite, iar multe forme sunt rezultatul fluctuațiilor de nivel ale mării (cazul cunoscutului punct fosilifer de pe Valea Fântânele).

Genul *Severinella* este un fel de pseudo-*Aurila* având însă o altă ontogenie a șarnierei și foarte probabil o altă origine.

Loxoconchella este o formă excentrică de *Loxoconcha* având canalele porifere marginale grupate în fascicule similare cu genul *Tyrrhenocythere*. Este un gen exclusiv Meotian inferior (două specii).

În timpul Meotianului inferior apare și un nou tip de *Xestoleberis* numit *Pontoleberis* cu o șarnieră de tip *Xestoleberis* și suprafața laterală ornamentată cu alveole rectangulare.

Genul *Kassinina* este unul dintre cele mai curioase genuri secrete de faciesurile salmastre. În cursul ontogenezei, juvenilele primare au impresiuni musculare de tip *Candona* (șase impresiuni) și care treptat se multiplică atingând la formele adulte 10-11 impresiuni cu o distribuție neregulată. Un astfel de proces mai poate fi observat într-un context ecologic similar în timpul Pannonianului la genurile *Amplocypris* și *Hungarocypris*.

Unul dintre cele mai răspândite grupe de ostracode este *Leptocythere* cu o morfologie clară și unitară și o distribuție stratigrafică restrictivă. Speciile meotiene pot fi ordonate în două linii filogenetice *Amnicythere plana* (din Sarmațian) ca posibil strămoș al speciilor *A. mesquina* și *A. diaffana* (din Meotianul inferior) și apar apoi *A. offuscata* și *A. soleta* (din Meotianul superior). A doua filogeneză începe cu *Euxinocythere kuznetzovae* (din Sarmațianul superior) și se continuă cu *L. moesica*, *L. infera* (din Sarmațianul inferior) și *L. inornata* din Meotianul superior.

Genul *Loxoconcha* este poate cel mai diversificat grup de ostracode din arealul și timpul Meotianului. Sunt cunoscute până acum, peste 30 specii, multe

Such as reiteration of forms, like a return toward origins, is one of the most interesting phenomenon from the ostracod realm. An interesting parallelism between Meotian *Hemicytheria* and Pannonian-Pontian species would be done. What undoubtedly is their diversification starts with the Pannonian and the Meotian time.

Such biological processes have not an explanation without what we usually called "the ecological determinism". What ecological stimuli triggered it? Anyhow the two lineages arised toward the same morphological pattern. The last species from the Middle Pontian of the Pannonian area is *Hemicytheria reticulata* SOKAC, a species extremely closed (in shape, size and the ornamentation-type) by *Hemicytheria strabella* STANCEVA from the Upper Meotian.

The Lowermost Meotian *Getocytheria* species are *H. (G.) bella* STANCEVA, *H. (G.) miranda* STANCEVA, *H. (G.) portentosa* STANCEVA and *H. (G.) parvula* STANCEVA. Their sudden appearance has not a explanation *H. (G.) aligera* STANCEVA ranged from Upper Oltenian to Lower Moldavian. Finally *Hemicytheria (G.) longicostata* STANCEVA, *H. (G.) strabella*, *dorsocarinata*, *delicata*, *vidinensis* and *H. (G.) spongilosa* persisted until the so-called "ostracode marls", becoming extinct before the oligohaline levels from the Uppermost Meotian. The *Hemicytheria* groups and their adaptive processes become irreversibly extinct in Euxinian area (in the Pannonian area, the *Hemicytheria* species proliferated until the Middle Pontian). In the Dacic basin it has been replaced by another "form" of *Hemicytheria*, by *Tyrrhenocythere* (Olteanu, 1989).

Actually, *Hemicytheria (Getocytheria)* is less a new genus, it is only a *Hemicytheria* with a quite large spectrum of variability triggered either by some different local niches (as a trend toward increased specialization and niche subdivision) or perhaps by some successive "immigration waves" from the Caspian area (although in the six drillings from the Black Sea that traversed the whole Neogene stratigraphical column no Meotian species have been found).

The Lower Meotian from Abkhazia (Atapi Valley) contains many marine species (*Bairdia*, *Hermanites*, *Costa*). None of them have been found in the Dacic basin. Only in the so-called "Dosinia Beds" from the western region of the Dacic basin (Fântânele Valley), few specimens of *Aurila parabulgarica* Olteanu (1976) have been found.

The variability gradient may be correlated with a corresponding gradient of decreasing environmental stability - the case of the Dacic basin - and in this way all the species actually are either merely local morphotypes or they are stabilized species which "invaded" this new area. Such an image seems to be closer by truth because there are two clear sequences where and when diversification occurred: in Lowermost



dintre ele cu un grad maxim de variabilitate intrapopulațională. O singură specie pare să fie unică și înafara oricărei construcții filogenetice: *Loxoconcha originalis* din Meotianul superior. *Loxoconcha lacta* (din Sarmațian) poate fi considerată ca strămoșul imediat a speciei *L. ventriculata* (din Meotian). *Loxoconcha alveolata* (din Sarmațian) pare să fie ascendentul speciei *L. pseudohastata* (din Meotian) și *L. poenensis* (din Pontian). *Loxoconcha hastata* (din Badenian), *L. schmidtii* (din Sarmațian) și *L. inexpectata* (din Pannonian) ar putea alcătui o altă linieție filogenetică.

Așa numitul "model rhomboide" este extrem de diversificat, fapt pentru care este oarecum riscantă sugestia unei linieții.

Prezența speciilor *Loxoconcha irregularis*, *L. patella* și *L. velata* în Meotianul terminal (oligohalin) împreună cu *Candona paracandidula*, *Ilyocypris* sp., *Limnocythere* sp., și valve tuberculate și netuberculate (în alternanță) de *Cyprideis* deschide problema originii faunei pontiene.

În general, Meotianul inferior este dominat de genurile *Drobetaella*, *Severinella* și *Loxoconcha* iar cel superior de *Candona*, *Getocytheria* și sl *Leptocytherinae* tuberculate. Aproximativ 30 specii (din 110 specii cunoscute) sunt comune (sau foarte apropiate) cu comunitățile de ostracode din intervalul Pannonianului. În felul acesta se confirmă odată mai mult o afirmație anterioară (Olteanu, 1989) despre perfecta corelare între cele două bioprovincii faunistice, intra și extra-Carpatică, în timpul Meotianului. Meotianul și Pannonianul ocupă același interval temporal cuprins între Sarmațian și Pontian.

Relațiile complexe dintre diversitatea faunelor, stabilitatea mediului acvatic și mai ales, a stabilității și longevității speciilor au fost discutate de mulți paleontologi. Din păcate, toate aceste concepte sunt doar ingrediente variabile pentru biostratigrafie, fiind folosite posterior schemei imaginare. De altfel ele sunt și foarte greu de definit. Hedgepts (1957) spunea că multe dintre conceptele ecologiei ar putea deveni nefuncționale printr-o definire excesiv de riguroasă. Este motivul pentru care, probabil, regulile și legile biostratigrafice "plutesc" într-un perimetru de generalizări relative.

Totuși, Meotianul reprezintă o mare excepție printre etajele salmastre, fiind perfect delimitat atât prin limita lui inferioară cât și prin cea superioară (alături de unicitatea faunei care este inconfundabilă).

Andrusov (1907) a definit Meotianul ca un etaj cuprins între Sarmațian și Pontian, fără să-i precizeze limitele (nici nu putea în Peninsula Kerci). Faunele lui erau considerate ca intermediare între ceva similar cu actualele moluște ale Lacului Caspic (Pontianul) și faunele Mării Negre. Faunele Meotianului ar fi asemănătoare cu cele din Marea Azovului. Oricum, autorul definea acest etaj nou prin 10 specii de

Meotian and in so-called "ostracod marls" from the Upper Meotian. Moreover the reticulation of valves suggests a different depth of the sea, but many of them are the result of the sea level fluctuations or (the case of the notorious outcrop in the Fântânele Valley) it resembles areas in the manner in which the fresh-water and the coastal quasi-marine waters are mixed them.

The *Severinella* genus is a kind of pseudo-*Aurila* having another type of hinge-ontogeny and, of course, another root. It is closely related to *Hemicytheria* than *Aurila*.

Loxoconchella Triebel, 1956 is an eccentric type of *Loxoconcha* having another arrangement of marginal pore canals, clustered in fascicles similar to *Tyrrhenocythere*. It has been found (three species) only in the Lower Meotian of the dacic basin.

During the Lower Meotian a new type of *Xestoleberis* appeared as *Pontoleberis* STANCEVA and KRSTIC, 1984. The inside structure is of *Xestoleberis* type, but the lateral surface is ornamented with rectangular alveolas. Such peculiar adaptative process appears again during the Lower Pontian as a result of similar ecological circumstances.

Kassinina genus has an unfinished inner structure but also a great mobility of morphological features. During its ontogeny it begins as *Candona* (with six muscle scars) and ends as *Kassinina* (with 9–11 muscle scars) showing undoubtedly *Candona* affinities like a transitional and unstable morphological construction. This Lower Meotian group is logically comparable with the particular taxa from Pannonian times (*Amplocypris* and "*Hungarocypris*").

One of the most abundant and widespread geographically is the *Leptocythere* group. It has a distinctive morphology and a restrictive stratigraphical range. There are two phylogenetic lineages: *Amnocythere plana* from Sarmațian would be the ancestor of *A. mesquina* and *L. diaffana* from Lower Meotian and *A. offuscata* and *A. soletta* from Upper Meotian.

The second lineage begins with *Euxinocythere kuznetzove* from Upper Sarmațian (quasi-similar to *A. pseudolotiginosa* and *A. litiginosa*). However, the Sarmațian facies may be regarded as the peak of *Leptocythere* diversification with more 30 ecotypes. From this unstable group *L. (Macotocythere) incusa*, *L. (M.) moesica*, *L. (M.) infera* from Lower Meotian and *L. inornata* from Upper Meotian were separated.

Loxoconcha is mostly diversified during the Meotian time. Up to now there are known more than 30 species ordered around few morphological patterns (meshes, alveolas, tubercle or crests) almost each of them with its own degree of intrapopulational variability. Only one species seems to be unique, without ancestors or descendants, *L. originalis* from the Upper Meotian which again arises the "datum" problem.



moluște. Comparativ cu enormul număr de ostracode, rolul biostratigrafic al moluștelor pare minor.

Începând cu Valea Atapi (din Abchazia) cu faunele ei marine din Meotianul inferior, spre Peninsula Kerci (cu o faună unitară și compactă, aceeași pe toată coloana litostratigrafică) și apoi spre Bazinul Dacic cu faunele lui extrem de diverse, se reconstitue de fapt, drumul migrației faunelor de la est spre vest care sugerează implicit, redimensionarea temporală a intervalului numit Meotian.

Diversitatea faunei crește treptat prin multiplicarea fenotipică a taxonilor reziduali, speciile marine se sting în timp și spațiu neatingând extremitatea vestică a Mării Meotiene. Este sensul normal al unui proces de invazie marină, proces care se verifică și în Marea Neagră actuală, de la Bosfor spre extremitățile bazinului.

L. laeta (from Sarmatian) may be an ancestor of *L. ventriculata* from Meotian. *L. alveolata* (with postero-lateral tubercule) from the Upper Sarmatian, seems to be the first ancestor of *L. pseudohasta* from Meotian and *L. poenensis* from Pontian. *L. hastata* (from Badenian), *L. schmidi* (from Sarmatian) and *L. inexpectata* (from Pannonian) would be a likely lineage. The so called "rhomboidea pattern" is extremely diversified and with them many lineages may be manufactured, arranged in different stratigraphical schemes.

The presence of *Loxoconcha irregularis*, *L. patella* and *L. velata* in the uppermost Meotian levels (an oligohaline facies) beside *Candona paracandidula*, *Ilyocypris* sp., *Limnocythere* sp., and tuberculated specimens of *Cyprides* opened the question of the new Pontian fauna origin.

These genera sometimes give important phylogenetic clues, but it is difficult to assert about rudimentary, primitive feature or vice-versus. More frequently, however, they serve to emphasize that many ostracod taxa from the Meotian were previously directioned as morphological pattern. On the other hand, many of them seem to represent a kind of "experiments" on ostracods evolution during the brackish-water ecosystem times. As many other brackish-water stages, the Meotian ostracod fauna can be grouped into two distinct poles. Between them the fauna gradually flows, with local extinctions and appearance.

Generally, the Lower Meotian was dominated by *Drobetaella*, *Loxoconcha* and *Severinella* (in deep-seated facies) and the Upper Meotian, by *Candona*, *Getocytheria* and *Leptocythere* largo senso.

About 30 Meotian species (from 110) are common with the Pannonian community. In this way, they confirm a previously assertion about correlation between these two bioprovinces during the Meotian time, therefore, the Pannonian = Meotian, meaning the time interval between Sarmatian and Pontian.

Epilogue and conclusions

The interrelations of the diversity, environmental stability and mainly taxonomic stability and longevity of the species have been investigated by many paleontologists. Unfortunately, all these concepts are variable ingredients for biostratigraphy, being used in too many ways. In fact, they cannot be replaced within precise terms, hence perhaps in its ambiguity are the biostratigraphical endless debates. Hedgpets (1957, fide Stanton jr., 1979) said in respect to ecologic factors: "many of the common words of ecology would lose their usefulness if too rigidly defined". Perhaps from the same reason, the biostratigraphical rules and laws are so generalizing ones. The ambiguity, paradoxically, becomes a high quality for paleontology but



especially for biostratigraphy. Under its generous umbrella anything is possible, at least in the Paratethys areas, with almost 76 stages and an indefinite number of substages (according to Steininger and Neveskaya, Eds., 1975).

The Meotian is an exception in the Paratethys stages picture. It has strong and well-defined lower and upper boundary and a particular fauna, although Andrusov (1907) defined it in a rather ambiguous style as an intermediate stage between the Sarmatian and the Pontian stages (it being "Isolated without underlying and overlying beds). Therefore I decided to consider this limestone as a special stage (...). Its fauna is "an average fauna between the Caspian (like the Pontian) and the Black Sea faunal type (like Sarmatian fauna). It is living in the Sea of Azov (...)"

Andrusov defined it by 10 mollusc species as index fossils. Comparatively with enormous number of ostracods and their short longevity the role of molluscs seem too little. The Meotian from the Dacic basin is more abundant both in terms of general diversity of species and also in terms of intrapopulational diversity.

Bretsky and Lorenz (1970) concluded that diversity is positively correlated with environmental stability, but the taxonomic stability and environmental stability are inversely correlated because taxa in constant environments should be relatively likely to become extinct in the event of environmental fluctuations. In this sense, from the Atapi Valley (with marine ostracodes), toward the stratotype from the Kertchenian Peninsula (with the same species for the whole lithological column) and to the Meotian of the Dacic basin with its diversity of faunas, is in fact, the way of Meotian ecological diversification. Total richness of species gradually increased from Caucasus regions toward western regions, from stable environmental factors to the brackish-water facies. The factors that appear to be of prime importance are the time and the stability of species. Together, they in fact, mean pro-horeza.

References

- Olteanu, R. (1976) New Meotian Ostracods from the western part of the Dacic basin. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 3, *Paleontologie*, 62, p. 81-102, Bucharest.
- (1979) Significations biostratigraphique des ostracodes Meotiens et Pontiens du bassin Dacique. *Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géol.*, 23, 1, p. 77-87, Bucharest.
- (1989) New Ostracods in Upper Neogene from România. *Memoires* 34, p. 123-175, Bucharest.
- Schneider, G.F. (1949) Miotsenovaia fauna Ostracod Kavkaza i Kruma. *Tr. Vse. Neft. N.-Ussleg. Geol. paz. Inst.*, p. 89-179, Leningrad-Moskva.
- Stanceva, M. (1964) Ostracoda from the Neogene in N-W Bulgaria. *Tr. Geol. Bulg., Pal.*, 8, p. 557-595, Sofia.
- (1971) Hemicytheria (Getocytheria) subgen. n. and its representatives in N-W Bulgaria. *Izv. Geol. Inst. Pal.*, 6, p. 55-115, Sofia.
- Steininger, F.F., Neveskaya, L.A. (1975) Stratotypes of Mediterranean Neogene stage. 2, p. 363, Bratislava.



PRECALPIONELE ȘI CALPIONELE TITHONIENE DIN CARPAȚII MERIDIONALI: DISTRIBUȚIE STRATIGRAFICĂ ȘI BIOZONARE TITHONIAN PRAECALPIONELLIDS AND CALPIONELLIDS FROM THE SOUTH CARPATHIANS: STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION AND BIOZONATION

Grigore POP

Microorganismele planctonice tithoniene incluse în familiile Chitinoidellidae TREJO, 1975, Semichitinoideidae NOWAK, 1978, și Calpionellidae BONET, 1956, sunt mici grupuri tethysiene înrudite, care se disting prin natura diferită a testului lor, respectiv microgranular (cristalite calcitice cimentate cu materie organică), cu perete dublu (microgranular și hialin) și numai hialin (vezi Bonet, 1956; Borza, 1966; 1969; Aubry et al., 1975; Reháková și Michlik, 1993).

Potențialul biocronologic al acestor microorganisme fosile a fost examinat (1) în pelagite de tip Maiolica (Membru de Mândrișag, circa 75 m grosime în stratotip, secțiunea Crivina) ale Formațiunii de Marila (Tithonian inferior terminal – Berriasian superior *p.p.*, Pop, 1974) din Bazinul Reșița (Pânza Getică, Dacide Mediane) și (2) în pelagite/hemipelagite nodulare roșcate și policrome (7 m grosime), urmate de pelagite verzui (5 m grosime), din partea superioară a Formațiunii de Greben (Kimmeridgian superior – Berriasian inferior bazal, în stratotip, secțiunea Svinița N, Pop și Grigore, 1997) din Bazinul Sirinia (Dominiul Danubian intern, Dacide Marginale) (Fig. 1). Alte date privind formațiunile menționate apar în mai multe lucrări anterioare: Răileanu (1953), Răileanu et al. (1957, 1964), Mutihac (1959), Răileanu și Năstăseanu (1960), Năstăseanu (1964, 1979), Rusu (1970), Bădăluță (1975), Pop (1976, 1986, 1989), Avram (1976, 1984), Bucur (1992) și alții.

Aspecte taxonomice și filogenetice. Aproape toate speciile de microorganisme menționate au fost identificate în secvențele examinate. Speciile de chitinoidele cunoscute anterior au fost recent revizuite și regrupate generic, la care s-au adăugat taxoni noi (Pop, 1997, 1998; tabel). Dintre semichitinoidele numai *Praetintinnopsella andrusovi* BORZA, 1969 a fost remarcată. Calpionelele sunt reprezentate prin toate speciile cunoscute în Tithonianul superior: forme mici de *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU și FILIPESCU, 1933), varietăți mici, mari și alungite de *Calpionella alpina* LORENZ, 1902, *Crassicollaria massutiniana* (COLOM, 1948), *Cr. intermedia* (DURAND-DELGA, 1957), *Cr. brevis* REMANE, 1962, *Cr. parvula*

Tithonian planktonic micro-organisms included in the families Chitinoidellidae TREJO, 1975, Semichitinoideidae NOWAK, 1978, and Calpionellidae BONET, 1956, are small Tethyan related groups, which are distinguished by the different nature of their test: microgranular calcite crystallites bounded by an organic matter, two-layered (microgranular and hyaline) and hyaline only (see: Bonet, 1956; Borza, 1966, 1969; Aubry et al., 1975; Reháková and Michalik, 1993).

The biochronological potential of these fossil micro-organisms has been examined (1) in some pelagites of Maiolica type (Mândrișag Member, about 75 m thick in its stratotype, Crivina section) of Marila Formation (late Early Tithonian to Late Berriasian *p.p.*, Pop, 1974) from the Reșița Basin (Getic Nappe, Median Dacides), and (2) in reddish and polychrome nodular pelagites/hemipelagites (7 m thick), followed by thin bedded greenish pelagites (5 m thick) in the upper part of Greben Formation (Late Kimmeridgian to earliest Early Berriasian, in its stratotype, N Svinița section, Pop and Grigore, 1977) from Sirinia Basin (inner Danubian Domain, Marginal Dacides) (Fig. 1). Other data concerning the mentioned formations are given in several previous papers: Răileanu (1953), Răileanu et al. (1957, 1964), Mutihac (1959), Răileanu and Năstăseanu (1960), Năstăseanu (1964, 1979), Rusu (1970), Bădăluță (1975), Pop (1976, 1986, 1989), Avram (1976, 1984), Bucur (1992) and others.

Notes on taxonomy and phylogeny. Almost all the admitted species of the above micro-organism were identified in the examined sequences. The formerly known chitinoidellid species were recently revised and regrouped into new genera; other new taxa were also added (Pop, 1997, 1998; Table). Only *Praetintinnopsella andrusovi* BORZA, 1969, was remarked among the semichitinoideids. The calpionellids are represented by all species known in the Late Tithonian, namely: small *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU și FILIPESCU, 1933), *Calpionella alpina* LORENZ, 1902 (small large and elongated varieties), *Crassicollaria massutiniana* (COLOM, 1948), *Cr. intermedia* (DURAND-DELGA, 1957), REMANE, 1962, *Cr.*



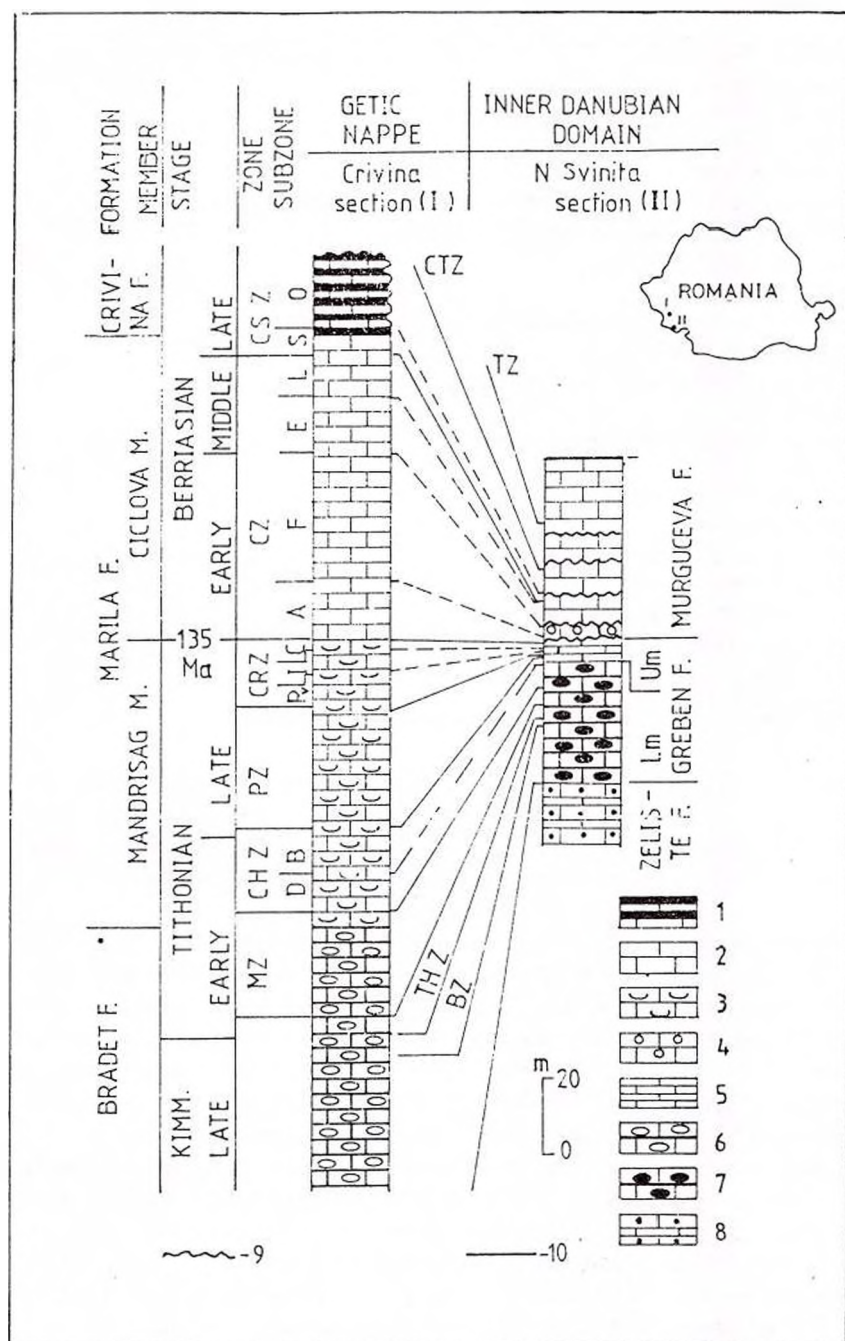


Fig. 1 - Basinal formations and facies in the Crivina section from the Reșița Basin (Anina-Oravița highway, left slope of the Miniș valley, 6.5 km SSW of Anina) and in the N Svinița section from the Sirinia Basin (500-700 m N of Svinița village on the Danube). LITHOLOGY: 1, interbedded marls and marly micrites/biomicrites; 2, bedded micrites/biomicrites of Maiolica type; 3, micrites/biomicrites of Maiolica type, with bioturbations and some bioclastic-peloid calcarenite intercalations (calciturbidites); 4, allodapic calcarenites/calciuridites (calciturbidites and debris flows) in the lower member of Murguceva F.; 5, thin bedded (condensed) mainly greenish micrites/biomicrites, with rare thin and fine-grained allodapic calciturbidites, and nodular/protonodular pelagites/hemipelagites (Um = upper member of Greben F.); 6, gray to greenish nodular pelagites/hemipelagites including rare allodapic calciturbidite intercalations; 7, reddish and polychrome nodular pelagite/hemipelagites, with some intercalations of olistostroma type, protonodular ones, debris flows and allodapic calcarenites/calciuridites (calciturbidites) (Lm = lower member of Greben F.); 8, interbedded pelagites and allodapic calciturbidites, with banded and nodular cherts (Zeliște F., Oxfordian - Early Kimmeridgian in its strato-type, W Svinița section, about 1 km W of the same locality); 9, hiatus; 10, fault. Biozones: Bz, Borzai Z., THZ, Tithonica Z.; MZ, Malmica Z.; CHZ, Chitinoidea Z., with D - Dobeni Sz. and B - Boneti Sz.; CRZ, Crassiacollaria Z., with Pv - Parvula Sz., I - Intermedia Sz. and C - Colomi Sz.; CZ, Calpionella Z., with A - Alpina Sz., F - Ferasini Sz., E - Elliptica Sz. and L - Longa Sz.; CSZ, Calpionellopsis Z., here with S - Simplex Sz. and - Oblonga Sz.; CTZ - Calpionellites Z., TZ, Tintinnopsella Z.

Table
Chitinoidele din Carpații Meridionali.
Chitinoideids from the South Carpathians

Family: <i>Chitinoideidae</i> TREJO, 1975
- Genus <i>Chitinoideella</i> DOBEN, 1963 (type-genus). <i>Chitinoideella boneti</i> DOBEN, 1963 (type-species). <i>Chitinoideella elongata</i> POP, 1997.
- Genus <i>Dobeniella</i> POP, 1997. <i>Dobeniella cubensis</i> (FURRAZOLA-BERMÚDEZ, 1965) (type-species). <i>Dobeniella bermudezi</i> (FURRAZOLA-BERMÚDEZ, 1965). <i>Dobeniella tithonica</i> (BORZA, 1969).
- Genus <i>Almajella</i> POP, 1997. <i>Almajella cristobalensis</i> (FURRAZOLA-BERMÚDEZ, 1965) (type-species).
- Genus <i>Longicollaria</i> POP, 1997. <i>Longicollaria dobeni</i> (BORZA, 1966) (type-species).
- Genus <i>Borziella</i> POP, 1997. <i>Borziella slovenica</i> (BORZA, 1969) (type-species).
- Genus <i>Aninella</i> POP, 1998. <i>Aninella insueta</i> (REHÁNEK, 1986) (type-species).
- Genus <i>Carpathella</i> POP, 1998. <i>Carpathella rumanica</i> POP, 1998 (type-species).
- Genus <i>Daciella</i> POP, 1998. <i>Daciella banatica</i> POP, 1998 (type-species). <i>Daciella almajica</i> POP, 1998. <i>Daciella danubica</i> POP, 1998. <i>Daciella svinitensis</i> POP, 1998.

REMANE, 1962, *Cr. colomi*, DOBEN, 1963, și *Lorenziella hungarica* KNAUER și NAGY, 1963. *Tintinnopsella remanei* BORZA, 1969 (abandonată) este considerată un sinonim al speciei *Lorenziella hungarica*.

Unele relații filogenetice între speciile de chitinoidele sunt posibile: *Chitinoideella boneti* - *Ch. elongata*; *Dobeniella tithonica* - *D. cubensis* - *D. bermudezi*; *Daciella danubica* - *D. svinitensis*; *Daciella danubica* - *Almajella cristobalensis*; *Daciella danubica* - *D. svinitensis*; *Daciella banatica* - *D. almajica*. Originea speciilor de chitinoidele rămâne necunoscută. În schimb, ele sunt foarte probabil la originea speciilor de calpionele, urmând indirect și/sau direct câteva filiere (clade) paralele: *Chitinoideella boneti* - *Praetintinnopsella andrusovi* - *Tintinnopsella carpathica* (vezi Remane, 1971, 1985); *Carpathella rumanica* - *Calpionella alpina*; *Daciella danubica* - *Crassicollaria parvula*; *Daciella banatica* - *Crassicollaria brevis*; *Daciella almajica* - *Crassicollaria intermedia*; *Daciella svinitensis* - *Crassicollaria massutiniana* și *Borziella slovenica* - *Lorenziella hungarica* (Pop, 1997, 1998). Conform acestei interpretări, primele apariții stratigrafice ale speciilor de calpionele ar fi evenimente independente, unele situate aproape de limita inferioară a zonei *Crassicollaria*. Definirea acestei limite prin apariția primei specii de calpionele necesită date comparative suplimentare. Evoluția polifiletică de la chiti-

colomi DOBEN, *Cr. brevis* REMANE, 1962, *Cr. parvula* REMANE, 1962, *Cr. colomi* DOBEN, 1963, and *Lorenziella hungarica* KNAUER and NAGY, 1963. *Tintinnopsella remanei* BORZA, is considered a synonym of *Lorenziella hungarica*.

Some phyletic relationships among the chitinoideids are possible, such as: *Chitinoideella boneti* - *Ch. elongata*; *Dobeniella tithonica* - *D. cubensis* - *D. bermudezi*; *Daciella danubica* - *Almajella cristobalensis*; *Daciella danubica* - *D. svinitensis*; *Daciella banatica* - *D. almajica*. The direct ancestors of chitinoideid species are unknown. In exchange, they are the ancestors of calpionellid species, following indirectly and/or directly several parallel lineages (clades), such as: *Chitinoideella boneti* - *Praetintinnopsella andrusovi* - *Tintinnopsella carpathica* (see Remane, 1971, 1985); *Carpathella rumanica* - *Calpionella alpina*; *Daciella danubica* - *Crassicollaria parvula*; *Daciella banatica* - *Crassicollaria brevis*; *Daciella almajica* - *Crassicollaria intermedia*; *Daciella svinitensis* - *Crassicollaria massutiniana* and *Borziella slovenica* - *Lorenziella hungarica* (Pop, 1997, 1998). According to this interpretation, the first stratigraphic occurrences of calpionellid species should be independent events, some of them placed close to the lower boundary of *Crassicollaria* Zone. The definition of this boundary by the occurrence of the first calpionellid species requires further comparative data. The polyphyletic evolution from

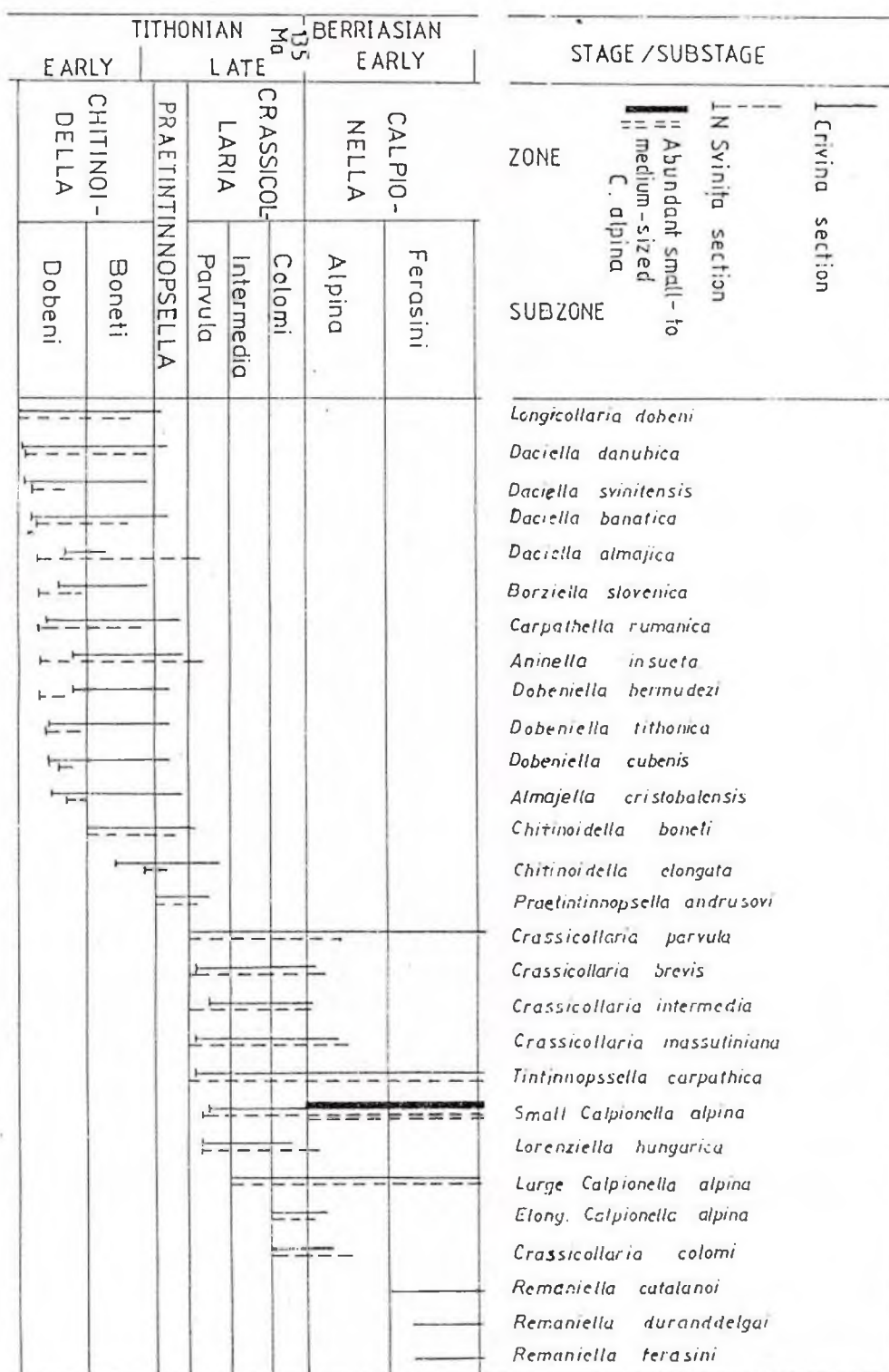


Fig. 2 - Comparative stratigraphic distribution and biozonation of praecalpionellids and calpionellids in the Marila (Crivina section, Reșița Basin) and Greben (N Svinița section, Sirina Basin) formations, including the Jurassic - Cretaceous boundary.

noidele la calpionele (Pop, 1997, 1998) este o interpretare alternativă la modelul evolutiv monofiletic existent (Remane, 1971, 1985).

Biocronologie. Evoluția microfaunei de precalpionele și calpionele tithoniene a fost marcată de multe evenimente, unele utilizate în biozonarea lor (vezi Grandesso, 1977; Borza, 1984; Remane et al., 1986; Pop, 1994 și alții).

În prezent, patru biozone succesive sunt admise:

(1) Zona Chitinoïdella (Tithonian inferior terminal și superior bazal) divizată în subzonele Dobeni și Boneti, care sunt definite prin FO ale speciilor *Longicollaria dobeni* și, respectiv, *Chitinoïdella boneti*. Asociațiile subzonelor includ mai multe specii cu FO diferite, reprezentând elemente potențiale de subzonare mai detaliată (Fig. 2).

(2) Zona Praetintinnopsella (Tithonian superior p.p.) limitată de FO a speciei *P. andrusovi*.

(3) Zona Crassicollaria (Tithonian superior p.p.) împărțită în subzonele Parvula (*nom. nov.*), Intermedia și Colomi, care sunt separabile prin FO date de Calpionellidae (=limită de zonă), de *Calpionella alpina* (forme mari globulare) și, respectiv, de *Crassicollaria colomi* și/sau *Calpionella alpina* alungită. În Formațiunea de Marila, prima specie de Calpionele marcând limita inferioară a zonei este *Crassicollaria parvula*, urmată puțin mai târziu de alte specii, în timp ce în Formațiunea de Greben (condensată), câteva specii apar în același strat (fig. 2).

(4) Zona Calpionella (Berriasian inferior și mediu) definită prin creșterea bruscă a formelor mici și mijlocii, izometrice, de *Calpionella alpina*, eveniment admis drept limită între sistemele Jurassic și Cretacic. În secvențele studiate sunt redată numai primele două subzone (Berriasian inferior) ale acestei zone, Alpina și Ferasini, cu limitele inferioare date de evenimentul zonal amintit și, respectiv, de FO ale genului *Remaniella*, în Formațiunea de Marila reprezentată de *R. catalanoi* POP, 1996 (fig. 2).

chitinoïdellids to calpionellids (Pop, 1997, 1998) is an alternative interpretation to the monophyletic evolutionary model (Remane, 1971, 1985).

Biochronology. The evolution of Tithonian praecalpionellids and calpionellids was marked by many events, mainly the first stratigraphic occurrences (FO), some of which are used in their biozonation (see Grandesso, 1977; Borza, 1984; Remane et al., 1986; Pop, 1994; and others).

At present, four successive biozones are admitted (Fig. 2):

1) Chitinoïdella Zone (late Early to earliest Late Tithonian) divided into Dobeni and Boneti subzones, which are defined by the FO of *Longicollaria dobeni* and *Chitinoïdella boneti*, respectively. The subzonal assemblages include several species with different FO, representing potential elements of a more detailed subzonation.

(2) Praetintinnopsella Zone (Late Tithonian p.p.) given by the FO of *P. andrusovi*.

(3) Crassicollaria Zone (Late Tithonian p.p.) divided into Parvula (*nom. nov.*), Intermedia and Colomi subzones, which are separable by the FO of Calpionellidae (= zonal boundary), of large globular *Calpionella alpina*, and of *Crassicollaria colomi* and/or elongated *Calpionella alpina*. In Marila Formation, the first calpionellid species, marking the lower boundary of this zone, is *Crassicollaria parvula*, soon after followed by other ones, while in the (condensed) Greben Formation, several species appear in the same bed (Fig. 2).

(4) Calpionella Zone (Early to Middle Berriasian) defined by sudden increase in its abundance of isometric small – to medium-sized *Calpionella alpina*, an event admitted as boundary between the Jurassic and Cretaceous systems. In the investigated sequences, only Alpina and Ferasini subzones (Early Berriasian) are reported, with their lower boundaries given by the zonal event and the FO of *Remaniella* genus, in Marila Formation represented by *R. catalanoi* POP, 1996 (Fig.2)

Selected references

- Allemann, F., Catalano, R., Farès, F., Remane, J. (1971) Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian – Valanginian) of the western Mediterranean Province. Proc. II Plankt. Conf. Roma 1970, p. 1334–1340, Ediz. Tecnoscienza, Roma.
- Borza, K (1984) The Upper Jurassic – Lower Cretaceous parabiostatigraphic scale on the basis of Tintinnidae, Cadosinidae, Stomiosphaeridae, Calcsphaerulidae and other microfossils from the West Carpathians. *Geol. Carpatica*, 35, 5, p. 539–550, Bratislava.
- Grandesso, P. (1977) Gli strati a Precalpionellidi del Tithoniano e i loro rapporti con il Rosso Ammonitico Veneto. *Mem. Sci. Geol.* 32, p. 1–15, Padova.
- Pop, G. (1994) Calpionellid evolutive events and their use in biostratigraphy. *Rom. J. Stratigraphy*, 76, p. 7–24, Bucharest.
- (1997) Révision systématique des chitinoïdelles tithoniennes des Carpathes méridionales (Roumanie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 324, série Ila, p. 931–938, Paris.
- (1998) Nouvelles chitinoïdelles tithoniennes des Carpathes méridionales (Roumanie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, Paris.
- , Grigore, D. (1977) Raport Arh. I.G.R., București.
- Remane, J. (1985) Calpionellids. In: Bolli, H. M., Saunders, J. B. Perch-Nielsen, K. (Eds), *Plankton stratigraphy*, p. 555–572, Cambridge Univ. Press, Cambridge.



SECVENȚA KIMMERIDGIANULUI SUPERIOR ȘI TITHONICULUI
INFERIOR DIN FORMAȚIUNEA DE GREBEN DIN REGIUNEA
SVINIȚA – SW CARPAȚILOR MERIDIONALI
UPPER KIMMERIDGIAN AND LOWER TITHONIAN SEQUENCE
OF THE GREBEN FORMATION IN THE SVINIȚA –
SW OF THE SOUTHERN CARPATHIANS

Dan GRIGORE

Depozitele Jurasicului superior din formațiunea de Greben (Pop, 1996) conservă o bogată faună de amoniți, puțin cunoscută până în prezent. O listă ce cuprinde câteva specii este prezentată de Răileanu și Năstăseanu (1960), odată cu prima încercare de zonare a Kimmeridgianului și Tithonicului inferior, în regiunea Svinița. Cu excepția faunei citate în cadrul Zonei *Tenuilobatus*, implicit a existenței Kimmeridgianului inferior, sunt confirmate la această dată zonele de amoniți ce atestă prezența integrală a Kimmeridgianului superior și Tithonicului inferior în Membrul inferior a Formațiunii de Greben.

Au fost analizate două profile situate în extremitatea nordică a aflorimentului din versantul drept al văii Vodiniciki, la nord de satul Svinița (secțiunea N. Svinița I). În primul profil (notat cu litera A, fig. 1) sunt deschise în baza depozitelor carbonatice cu siliciferi ale Formațiunii de Zeliște și depozitele carbonatice (calcare nodulare) de vârstă Kimmeridgian superior ale Formațiunii de Greben, pe o grosime litostratigrafică de cca 4 m. În cel de-al doilea profil (notat cu litera B fig. 2) apar deschise în bază, depozitele Kimmeridgianului superior pe o grosime de aproximativ 5 m și depozitele Tithonicului inferior, pe o grosime de 10 m. În urma corelării datelor biostratigrafice din cele două profile analizate, am putut separa mai multe asociații caracteristice (zone de amoniți) pentru Kimmeridgianul superior și Tithonicul inferior (fig. 3).

Zona Acanthicum (zona de asociație *sensu* Sarti, 1993) – Taxonul index *Aspidoceras achanticum* (OPPEL) este întâlnit cu o frecvență scăzută în acest interval. Limita inferioară este marcată de prima apariție a: *Aspidoceras longispinum* (SOWERBY), *Nebroditites heimi* (FAVRE) și *Sowerbiceras loryi* (MUNIER & CHALMAS); limita superioară este trasată sub prima apariție a lui *Mesosimoceras cavouri* (GEMMELLARO). Secvența de roci cuprinsă în acest interval este aproximativ 1,50 m grosime. Zona este caracterizată de dezvoltarea grupului *Nebroditites*, care intră în extincție în topul acesteia. *Aspidoceratidae*-le sunt abundente în

The Upper Jurassic deposits of the Greben Formation (Pop, 1996) preserves a rich ammonite fauna, known until now only but the list of species published by Răileanu and Năstăseanu (1960), as a ground for the first zonation of the Kimmeridgian and Lower Tithonian in the Svinița region. Our studies confirmed the data presented by these authors, except the presence of *Tenuilobatus* Zone and thus the Lower Kimmeridgian; namely, now the Upper Kimmeridgian and Lower Tithonian, are confirmed in the lower member of Greben Formation, but their fauna and zonation are revised. Two section were analyzed in the northern extremity of the Vodiniciki valley right slope, north of the Svinița village. In the base of the first section (marked "A" in the Fig. 1), the silicilites of the Zeliște Formation are exposed, underlying the first 4 m (Upper Kimmeridgian) of nodular limestones of the Greben Formation. In the second section (marked "B" in the Fig. 2) crop out the carbonatic deposits of the Greben Formation, displaying the first 5 m – Upper Kimmeridgian, then the Lower Tithonian ammonite faunas. The observed zonal succession (Fig. 3) is, as follows:

– the **Acanthicum Zone** (= "Assemblage Zone", *sensu* Sarti, 1993) – with its index taxon *Aspidoceras acanthicum* (OPPEL), which is seldom found in this interval. Its thickness is of max. 1.50 m. Its lower boundary is marked by the FO of *Aspidoceras longispinum* (SOWERBY), *Nebroditites heimi* (FAVRE) and *Sowerbiceras loryi* (MUNIER & CHALMAS); its upper boundary is traced under the FO of *Mesosimoceras cavouri* (GEMMELLARO). In Svinița this biozone is characterized by development of the *Nebroditites* group, which disappears at the top; the *Aspidoceratidae* are abundant in the lower part of the Zone and the *Oppelidae* are present with *Taramelliceras representatives*, in all this interval. Among the *Phylloceratidae*, *Sowerbiceras loryi morpha loryi* (MUNIER & CHALMAS) points its maximum abundancy at the mid interval of the Zone, marking the **Loryi Subzone** (*sensu* Sarti, 1993).



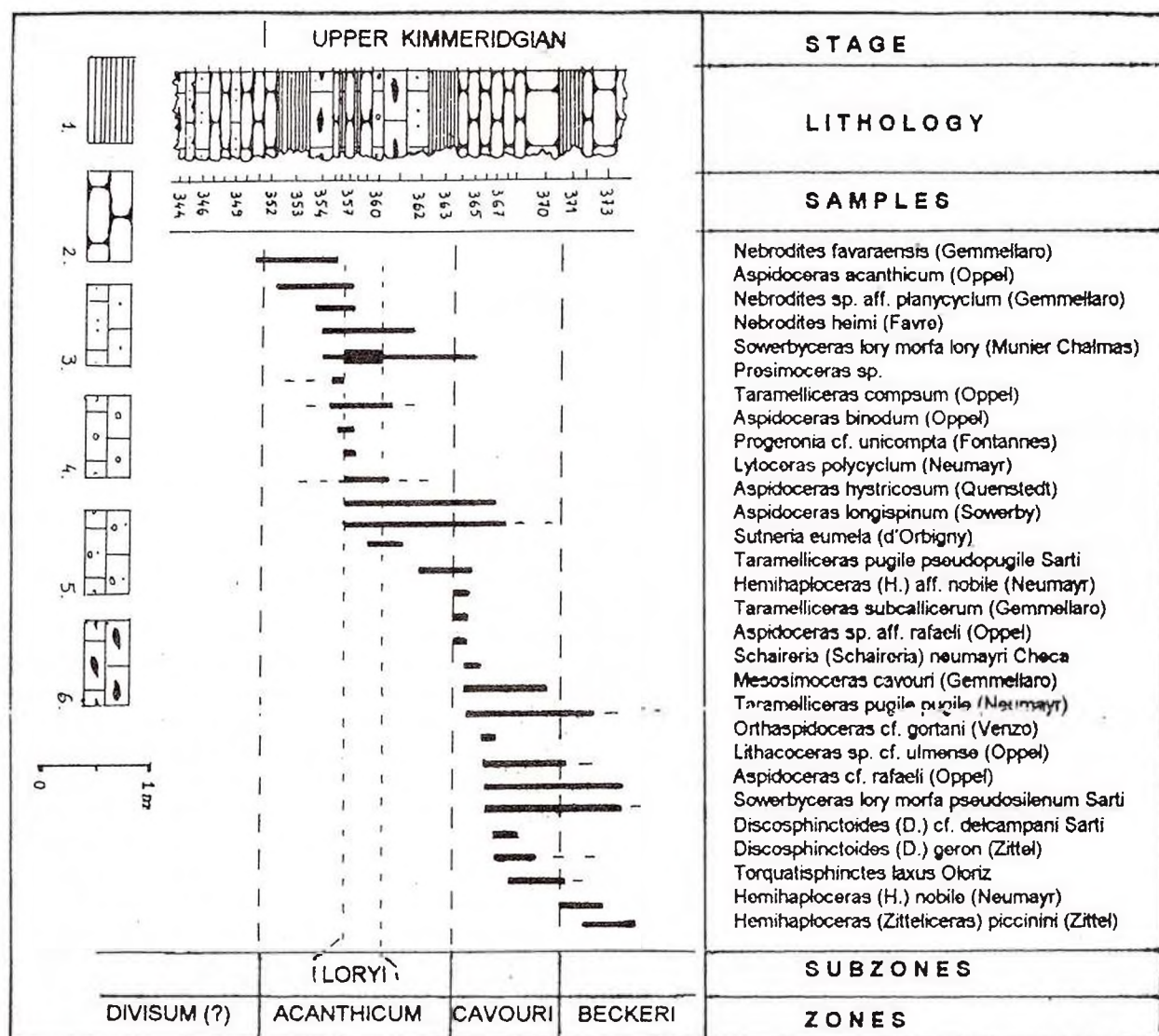


Fig. 1 - Greben Formation - section N Svinița I ("A"). Lithology, ammonites distribution and Zones.
 Lithology legend: 1, marls; 2, nodular limestones; 3, calcarenites; 4, calcirudites; 5, sorted calcirudites-calcarenites; 6, silicolites.

jumătatea inferioară a intervalului, iar Oppelidae-le prin genul *Taramelliceras*, sunt prezente pe întreg intervalul. Dintre *Phylloceratidae* se remarcă specia *Sowerbyceras loryi morfa loryi* (MUNIER & CHALMAS) care prezintă un maxim al abundenței la mijlocul intervalului, putând fi marcată **subzona Loryi**, situație semnalată pentru prima dată în Italia de Sarti (1993).

Zona Cavouri (zona de distribuție; *sensu* Oloriz, 1978). Este definită ca zona de distribuție a taxonului *Mesosimoceras cavouri* (GEMMELLARO). Limitele zonei sunt marcate de apariția respectiv dispariția speciei index.

– the **Cavouri Zone** (= "Taxon Range Zone", *sensu* Oloriz, 1978) is defined as a taxon range of *Mesosimoceras cavouri* (GEMMELLARO); the Zone boundaries are marked by the FO and LO of the index species. Its rock sequence is of max. 0.80 m in thickness. The Zonal assemblages are dominated by *Aspidoceratidae* and *Oppelidae* in the lower part of its interval, while the *Ataxioceratidae* become abundant in the upper part. Among the *Phylloceratidae*, *Sowerbyceras loryi morpha pseudosilenum* SARTI replaces the morphotype *loryi* in the middle of the Zone; the *Lytoceratidae* are scarcely represented.

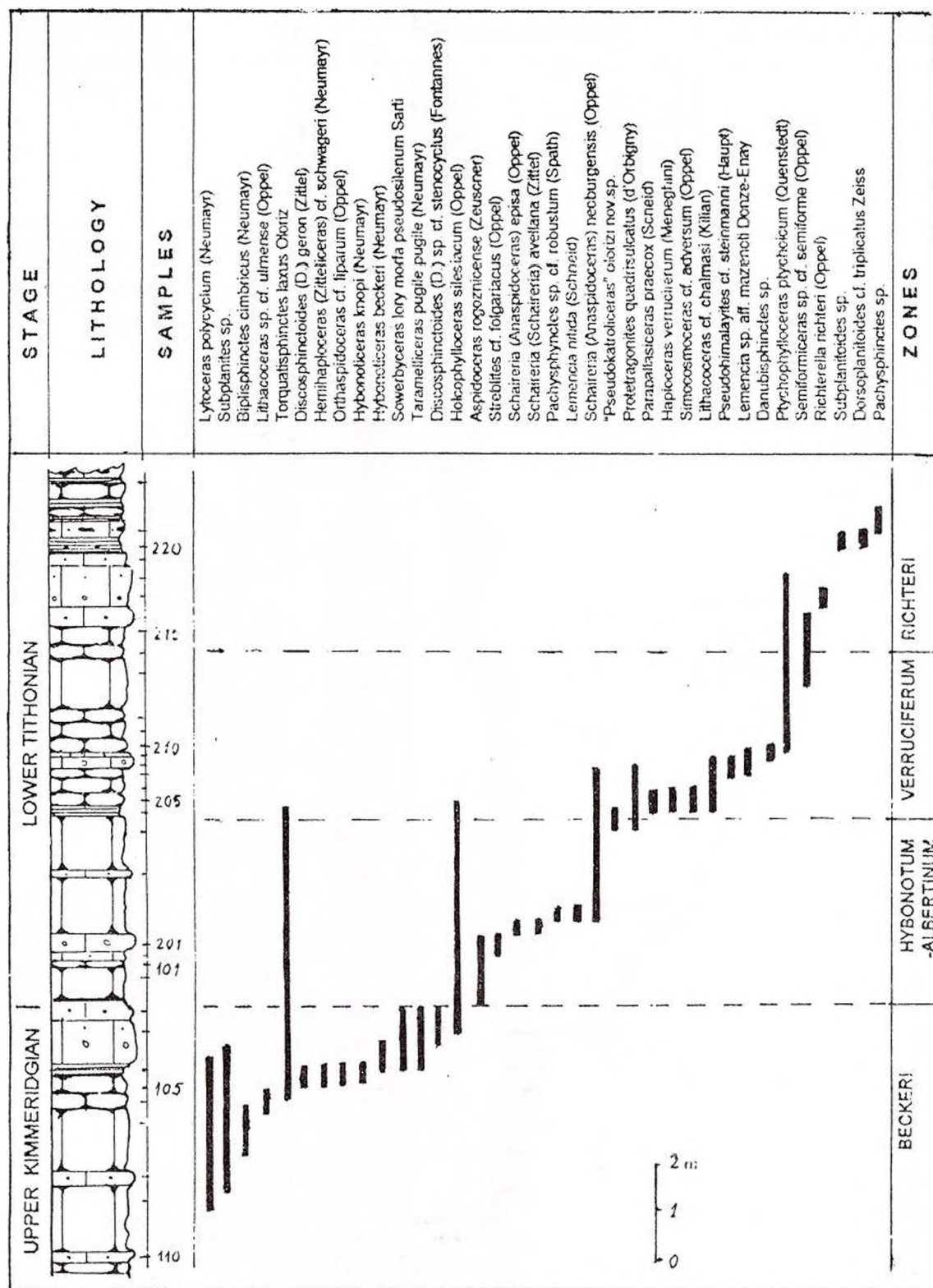


Fig. 2 - Greben Formation - section N Svința I ("B"). Lithology, ammonites distribution and Zones.
(The lithology legend in Fig. 1).

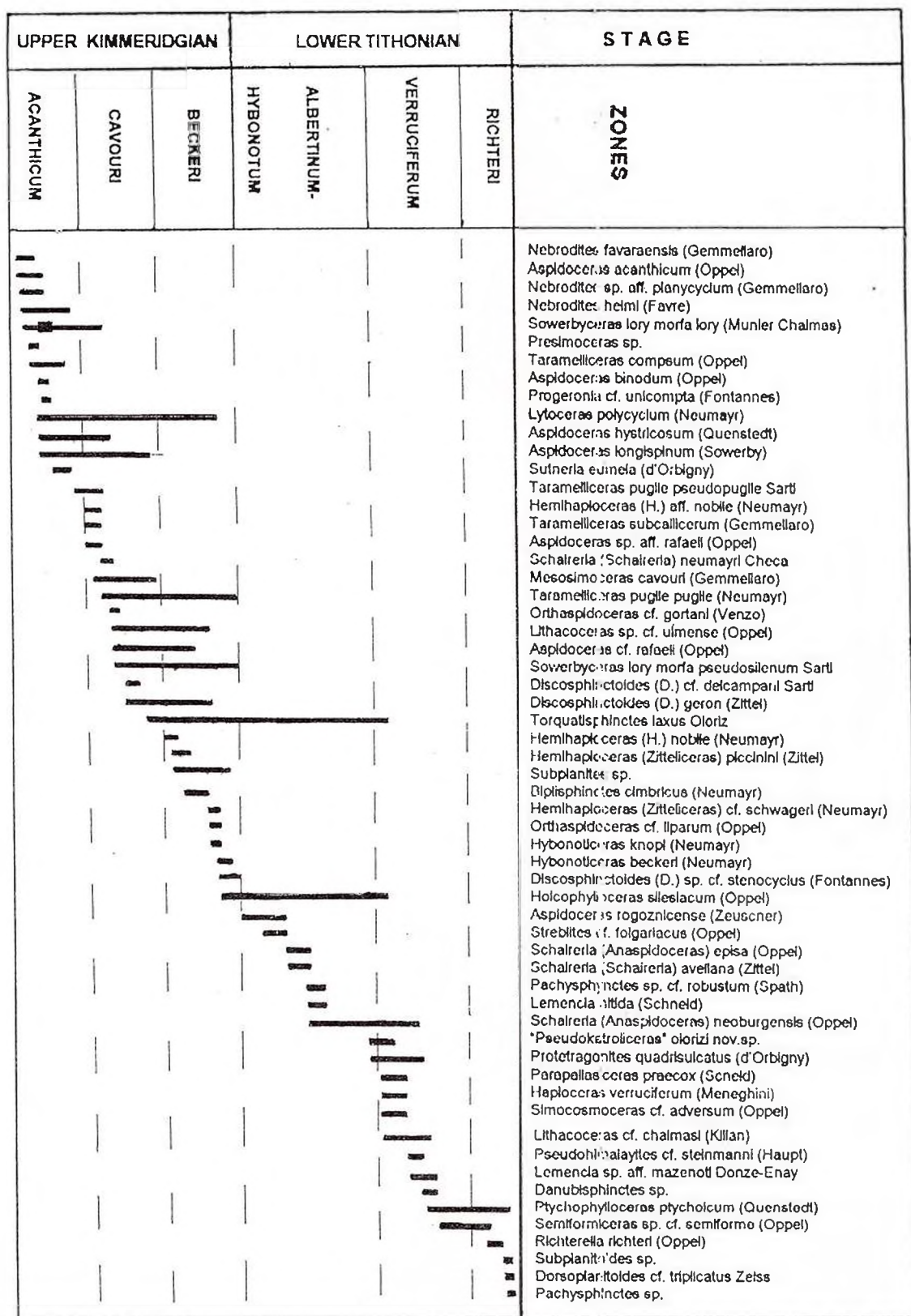


Fig. 3 – Biostratigraphical view of the Upper Kimmeridgian and Lower Tithonian ammonites faunas from the Greben Formation.

Intervalul litostratigrafic cuprins în această biozonă măsoară cca 80 cm grosime. Asociația este dominată în prima jumătate a intervalului de Aspidoceratidae și Oppeliidae, iar în jumătatea superioară de Ataxioceratidae. Dintre Phylloceratidae *Sowerbyceras loryi morfa pseudosilenium* SARTI la locul morfei loryi, spre mijlocul biozonei, iar *Lytoceras polycyclum* este întâlnit cu o frecvență mai scăzută în acest interval.

Zona Beckeri (zona de asociație, *sensu* Sarti, 1988). Este definită ca zona de asociație a *Hybonoticerasilor kimmeridgieni* (OLORIZ, și SARTI, 1988), datorită frecvenței scăzute a speciei index, *Hybonoticerias beckeri*, în provincia mediteraneeană. Această situație este întâlnită și în această regiune, fapt care a condus la alegerea definirii acestui interval pe baza asociației de amoniți, specia index fiind întâlnită la partea superioară a biozonei. Limita inferioară este trasată deasupra ultimului nivel în care apare *Mesosimoceras cavouri*, odată cu apariția Opellidae-lor caracteristice din grupul *Hemihaploceras* (*Zittelicerias*). Limita superioară este marcată de dispariția lui *Hybonoticerias beckeri* (NEUMAYR) și *Sowerbyceras loryi morfa pseudosilenium* SARTI. Grosimea litostratigrafică cuprinsă în acest interval este de aproximativ 5 m. Zona este caracterizată în principal de reprezentanții genului *Hybonoticerias*, cât și de Oppeliidae cu genul *Hemihaploceras*; Ataxioceratidae-le sunt prezente cu numeroase specii, iar Aspidoceratidae-le sunt slab reprezentate.

Intervalul **Zonelor Hybonotum – Albertinum** (zona de interval). Intervalul corespunzător acestor Zone, ce cuprinde cca 3,5 m grosime litostratigrafică, poate fi definit numai pe baza unei asociații de amoniți, comuni ambelor biozone. Limita inferioară se plasează deasupra dispariției lui *Hybonoticerias beckeri*, iar cea superioară sub prima apariție a lui *Haploceras verruciferum* (MENEHINI). Asociația întâlnită în acest interval este dominată de Perisphinctaceae-le din grupul Aspidoceratidae și din grupul Ataxioceratidae, cu o specie nouă *Pseudokatrollicerias olorizi*. Phylloceratidae-le și Oppeliidae-le sunt slab reprezentate.

Zona Verruciferum (zona de asociație). A fost definită ca zona de distribuție a taxonului *Haploceras verruciferum*, de Oloriz (1978) în Spania, fiind utilizabilă, ca atare, în domeniul mediteraneean. Datorită frecvenței reduse a taxonului index în această regiune, unde a fost întâlnit numai într-un singur nivel, definirea zonei s-a făcut pe baza asociației întâlnite pe acest interval, comparabilă cu cea din regiunea stratotip. Limita inferioară este trasată sub nivelul în care a fost întâlnită specia index, iar limita superioară sub nivelul apariției lui *Richterella richteri* (OPPEL). Grosimea litostratigrafică cuprinsă în acest interval este aproximativ de 3 m. Asociația este dominată de

Owing to the frequency of its index: *Hybonotices beckeri* (NEUMAYR), in the mediteraneean province, **Beckeri Zone** (= "Assemblage Zone", *sensu* Sarti, 1988) is accepted as being defined by the whole assemblage of the Kimmeridgian species of *Hybonotyceras* (OLORIZ, 1978 and SARTI, 1988). This remark is also true for Svinița area, where the index taxon was found only in the top of the Zone. According to our data there the lower boundary of this Zone is traced over the LO of *Mesosimoceras cavouri* and under the FO of *Hemihaploceras* (*Zittelicerias*) group, while the upper boundary is marked by the LO of *Hybonotyceras beckeri* and *Sowerbyceras loryi morpha pseudosilenium*. The thickness of the Zone is of max. 5 m where, beside the characteristic development of *Hybonotyceras* group, the blow up of genus *Hemihaploceras* and increasing number of the *Ataxioceratidae* species were observed.

– the **Hybonotum – Albertinum Zones** – i.e. the interval corresponding to these biozones, reaching in Svinița 3.50 m in thickness, may be defined there only assembled on the ground of common species; their lower boundary is traced above the LO of *H. beckeri* and the upper one – below the FO by *Haploceras verruciferum* (MENEHINI). The whole assemblage is dominated by the *Aspidoceratidae* and *Ataxioceratidae* groups, including a new species: *Pseudokatrollicerias olorizi*. The *Phylloceratidae* and *Oppeliidae* decrease in number of individuals and species.

– the **Verruciferum Zone** (Assemblage Zone) – was defined as a taxon range of *Haploceras verruciferum* (MENEHINI), in Spain by Oloriz (1978). In the Svinița area it is provisionally defined as an assemblage zone, owing to the low frequency of the index species. Its lower boundary is marked by the FO of *H. verruciferum* and the upper one is traced under the FO of *Richterella richteri* (OPPEL). Its rock sequence is of max. 3 m in thickness. In this interval the *Ataxioceratidae* are well represented.

– the **Richteri Zone** (= "Taxon Range Zone", *sensu* Oloriz, 1978) is defined as a taxon range of *Richterella richteri* (OPPEL); the boundaries are marked by the FO and the LO of the index species. Until now, in Svinița, this Zone is only purely argued, because of the scarce ammonite fauna yielded by the upper part of the Greben Formation. In this place only the lower boundary could be recognised. Its rock sequence is estimated to some 3 m in thickness. Its pure assemblages still comprise some *Ataxioceratidae* species.

As a conclusion, the presence of the *Mesosimoceras cavouri* in the Upper Kimmeridgian and of some Lower Tithonian ammonite species certifies large affinities of the ammonite assemblages in Svinița with the typical Mediterranean faunas.



Ataxioceratidae, Aspidoceratidae-le fiind în regres.

Zona Richter (zona de distribuție, *sensu* Oloriz, 1978). Este definită ca zona de distribuție a taxonului index *Richterella richteri* (OPPEL); practic întreg genul se dezvoltă numai pe acest interval. Intervalul cuprins în această zonă corespunde primei jumătăți a Zonei Fallauxi. Limitele zonei sunt marcate de apariția respectiv dispariția speciei index. În regiunea Svinița, până la această dată, zona a putut fi pusă în evidență numai parțial, datorită scăderii frecvenței până la dispariție a faunei de amoniți de la acest nivel până la partea superioară a formațiunii. Astfel, limita inferioară este trasată sub nivelul din care a fost recoltat unicul exemplar al speciei index; limita superioară nemai putând fi pusă în evidență. Grosimea litostratigrafică parțială, pe care sunt întâlnite specii caracteristice din asociația acestei Zone este estimată la cca 3 m. Asociația sumară întâlnită este aproape exclusiv formată din Ataxioceratidae.

În concluzie se poate ca prezența lui *Mesosimoceras cavouri* în Kimmeridgianul superior și a câtorva specii de amoniți din Tithonicul inferior certifică afinitatea acestor faune cu cele întâlnite în provincia mediteraneeană a domeniului Tethysian.

References

- Herbich, F. (1878) Das Szeklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landesteile, geologisch und palaontologisch beschrieben. *Mitt. Jahresh. kgl. ungar. geol. Anstalt.*, V/2, p. 17-363, Budapest.
- Neumayr, M. (1873) Die Fauna der Schichten mit Aspidoceras acanthicum. *Abh. K. K. Geol. R.*, V/6, p. 141-257, Viena.
- Oloriz, F. (1978) Kimmeridgiense-Tithonico inferior en el sector central de las Cordilleras beticas (zona subbetica). *Paleontologia. Biostratigrafia. Tesis Doctorales Univ. Granada*, 758 p., Granada.
- Pop, Gr. (1996) Noi apariții ale unității de Severin în Munții Almajului (Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol. Rom.*, 69/1, p. 37-40, București.
- Răileanu, Gr., Năstăseanu, A. (1960) Contribuții la cunoașterea faunei de amoniți din Jurasicul superior de la Svinița. *Stud. cerc. geol., Acad. R.P.R.*, V/1, p. 7-38, București.
- Sarti, C. (1993) Il Kimmeridgiano delle Prealpi Veneto-Trentine: fauna e biostratigrafia. *Mem. Mus. St. Nat. Verona, Serie II, Ses. Sc. Terra*, 5, 140 p., Verona.
- Săndulescu, M. (1984) *Geotectonica României*. Ed. Tehn., 336 p., București.



STUDIUL NANNOPLANCTONULUI MEOTIAN THE MEOTIAN NANNOPLANKTON STUDY

Mariana MĂRUNȚEANU

În Meotian sau în Pannonianul mediu-superior, catena carpatică pare a fi fost în totalitate ridicată, ea separând pe teritoriul României două mari arii de sedimentare: extra-Carpatică (bazinele Dacic și Euxinic), parte integrantă a Paratethysului Oriental și intra-Carpatică (bazinele Transilvaniei și Pannonic), aparținând Paratethysului Central. Individualizarea celor două provincii paratethysiene și fragmentarea lor într-o serie de bazine au avut drept consecință anumite schimbări în procesul evolutiv al diferitelor grupe de organisme, deci și în cel al nannoflorei. Astfel, pe când în zonele exterioare Carpaților asociațiile de nannoplacton calcaros prezintă trăsături comune cu cele dezvoltate în domeniul tethysian sau în restul Paratethysului Oriental, în cele interioare Carpaților apar nannofosile endemice, caracteristice întregului Pannonian.

Depozitele meoțiene ale Bazinului Dacic conțin nannoplancton, repartizat discontinuu stratigrafic (Fig. A). În secvențele cu *Congeria motasi*, *Teisseyreomya subavata* și *Ervilia minuta* asociațiile de nannofosile sunt dominate de specii ale genurilor *Thoracosphaera* și *Scyphosphaera* alături de care apar și specii cu range-uri largi de dezvoltare. Încadrarea acestora într-o zonă standard (Martini, 1971) este dificil de realizat datorită lipsei taxonilor markeri zonali. Au fost atribuite Zonei *Discoaster calcaris* (NN 10) plecându-se de la premiza că secvențele litostratigrafice menționate se dezvoltă sub stratele cu *Dosinia maeotica*, al căror conținut de nannoplancton aparține Zonei *Discoaster quinqueringus* (NN 11). De asemenea, primele apariții ale speciei *Scyphosphaera globulata* BURKY & PERCIVAL au fost înregistrate de cele mai multe ori numai în Zona CN 9 (Burky și Percival, 1971), corespunzătoare Zonei NN 10.

Imediat sub nivelul cu *Ervilia*, al secvenței cu *Dosinia maeotica*, au fost identificate asociații de nannofosile tipice Zonei *Discoaster quinqueringus* (NN 11), deoarece conțin *Discoaster quinqueringus* GARTNER, *Amaurolithus primus* (BURKY & PERCIVAL), *A. delicatus* GARTNER & BURKY și *Discoaster intercalaris* BURKY. Primele apariții ale acestor specimene marchează debutul zonei menționate.

Din cele arătate rezultă că subetajului Oltenian îi corespunde cel puțin partea terminală a Zonei NN 10

During the Meotian or Middle-Late Pannonian time span, the Carpathians were entirely emerged, separating within the Romanian territory two large sedimentation areas: the Extra-Carpathian area (Dacic and Euxinic Basins), constitutive part of the Eastern Paratethys and the Intra-Carpathian area (the Pannonian and Transylvanian Basins), belonging to the Central Paratethys.

The individuality of these two Paratethysian provinces and their dividing in some connected basins determined a lot of changes in the evolution of the nannofossils. Thus, in the external Carpathians zones the nannoplankton assemblages present the development features similar to those of the Tethyan realm, while in the internal Carpathians zones appear the strong endemic nannofossils, which characterise all the Pannonian time span.

The Meotian deposits of the Dacic Basins contain the calcareous nannoplankton, stratigraphically discontinuously distributed (Fig. A). The identified assemblages of the *Congeria motasi*, *Teisseyreomya subavata* and *Ervilia minuta* sequences are dominated by the *Thoracosphaera* and *Scyphosphaera* species. Together with these ones, other nannofossils with large evolution ranges occur.

A rigorous nannoplankton zonation, according to these assemblages with mostly facies indicator species, is difficult to achieve. It was supposed that these belong to the *Discoaster calcaris* Zone - NN 10 (Martini, 1971) due to the following arguments: the mentioned lithostratigraphical sequences are developed below the *Dosinia maeotica* beds, rich in the nannofossils belonging to the *Discoaster quinqueringus* Zone - NN 11 (Martini, 1971); the first occurrences of the *Scyphosphaera globulata* BURKY & PERCIVAL were recorded in the CN 9 Zone (Burky and Percival, 1971), corresponding to the NN 10 Zone.

Just under *Ervilia* level of the *Dosinia* beds there were identified the nannoplankton assemblages belonging to the *Discoaster quinqueringus* Zone - N 11, because they contain *Discoaster quinqueringus* GARTNER, *D. intercalaris* BURKY, *Amaurolithus primus* (BURKY & PERCIVAL) and *A. delicatus* GARTNER & BURKY. The first occurrences of these species show the debut of the mentioned zone.



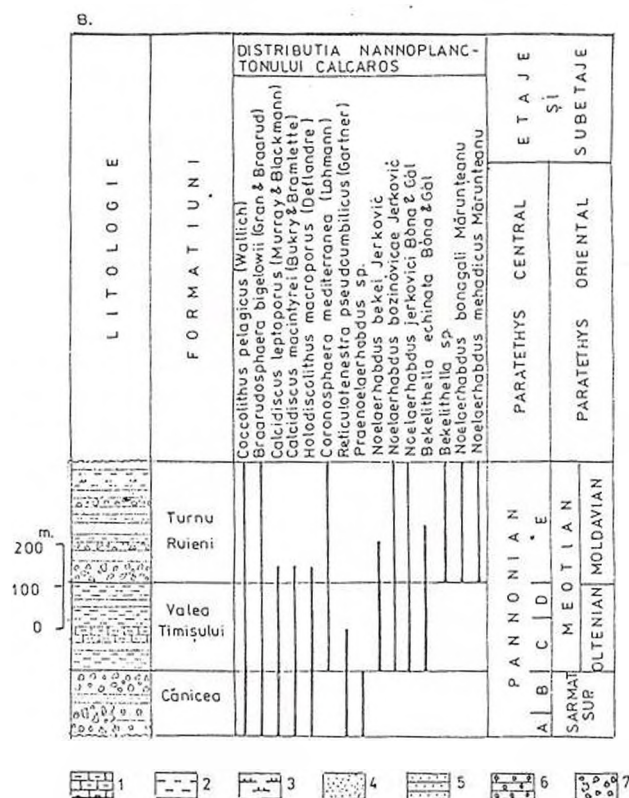
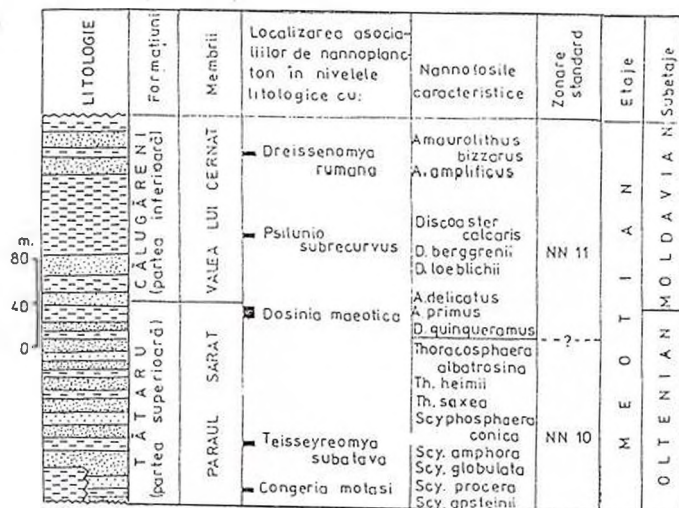


FIG. 1 DISTRIBUTIA NANNOPLANC-TONULUI CALCAROS
IN DEPOZITELE

A. MEOTIENE - BAZINUL DACIC
B. PANNONIENE - BAZINUL PANNONIC

1.marne; 2.argile; 3.siltite; 4.nisipuri; 5.gresii;
6.conglomerate; 7.pietrișuri



și începutul Zonei NN11.

Secvența cu *Psilunio subrecurvus*, din baza depozitelor moldaviene, conține asociații de nannoplanton aparținând tot Zonei NN 11. Pe lângă speciile caracteristice au fost identificate și nannofosile ca *Discoaster berggrenii* BURKY și *D. leoblichii* BURKY cu prime respectiv ultime ocurențe în jumătatea inferioară a Zonei NN 11.

Ultimile iviri de nannofosile calcaroase, în depozitele meotiene, au fost observate în secvențele cu *Dreissenomya rumana* (aparținând Moldavianului superior), unde asociația cu *Discoaster quinqueramus* caracteristică Zonei NN 11 conține și primele ocurențe ale speciilor *Amaurolithus bizzarus* (BURKY), și *A. cf. amplifiscus* (BURKY & PERCIVAL).

După conținutul în nannoplanton, subetajului Moldavian îi corespunde partea inferioară a Zonei *Discoaster quinqueramus* (NN 11).

În aria intra-Carpatică, asociațiile de nannoplanton calcaros caracteristice Pannonianului mediu-superior (sau Pannonianului C,D,E – Papp, 1951 – corespunzător Meotianului) au caracter pregnant endemic, fiind larg răspândite mai ales în depozitele Bazinului Pannonic (Fig. B). Ele sunt constituite predominant din specii ale genurilor *Noelaerhabdus* și *Bekelithella*, alături de care pot apare, în proporții reduse, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMANN), *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD), *Reticulofenestra pseudobublicus* (GARTNER), etc (Mărunțeanu, 1996).

Asociațiile identificate în stratele cu *Congeria banatica* (sau Formațiunea de Valea Timișului – Marinescu și Popescu, 1987), aparținând Pannonianului C,D, sunt dominate de *Noelaerhabdus bekei* JERKOVIC, *N. bozinovicae* JERKOVIC și *N. jerkovici* BONA & GAL. Aceste nannofosile au fost întâlnite și în stratele cu *Congeria czjeki* (sau Formațiunea de Turnu Ruieni – Marinescu și Popescu, 1987), aparținând Pannonianului E, unde sunt asociate cu *Noelaerhabdus bonagali* MĂRUNȚEANU și *N. mehadicus* MĂRUNȚEANU.

Încadrarea asociațiilor pannoniene într-o zonă standard este imposibil de realizat, datorită lipsei speciilor markeri. Plecând de la evoluția speciilor de *Noelaerhabdus*, propunem pentru Pannonianul C,D,E două biozone de nannoplanton:

Zona *Noelaerhabdus bozinovicae*

Definiție: intervalul de timp cuprins între primele ocurențe ale speciilor *Noelaerhabdus bozinovicae* JERKOVIC și *Noelaerhabdus bonagali* MĂRUNȚEANU.

Vârsta: Pannonian C,D.

Corelări: această zonă poate fi corelată cu partea superioară a Zonei NN 10 și debutul Zonei 11, pe baza unor elemente identice de moluște, care însoțesc asociațiile de nannoplanton.

It can be concluded that the terminal part of the NN 10 Zone and the beginning of the NN 11 Zone correspond to the Oltenian substage.

The *Psilunio subrecurvus* sequence, from the basis of the Moldavian deposits, contains the nannoplankton assemblages with *Discoaster quinqueramus* GARTNER, *D. berggrenii* BURKY, *D. leoblichii* BURKY and *Amaurolithus primus* (BURKY & PERCIVAL), that characterise the lower part of the NN 11 Zone.

The last appearance of the calcareous nannofossils in the Meotian formations were identified in the *Dreissenomya rumana* sequences, Late Moldavian in age. The nannoplankton assemblages, belonging also to the lower NN 11 Zone, include the first occurrences of the *Amaurolithus bizzarus* (BURKY) and *A. cf. A. amplifiscus* (BURKY & PERCIVAL).

It results that the Moldavian substage can be correlated with the lower part of the NN 11 Zone, according to the nannoplankton content.

In the Intra-Carpathian area, the nannofossils, identified in the Middle-Late Pannonian (or C,D,E Pannonian – after Papp, 1951 – corresponding to the Meotian stage) deposits, have an endemic character being widespread especially in the Pannonian Basin (Fig. B). The *Noelaerhabdus* and *Bekelithella* species are predominant and they are accompanied by *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMANN), *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD), *Reticulofenestra pseudobublicus* (GARTNER), developed in small proportions (Mărunțeanu, 1996).

The nannofossils assemblages of the *Congeria banatica* beds (or Valea Timișului Formation – Marinescu and Popescu, 1987), Middle Pannonian in age, are dominated by the presence of *Noelaerhabdus bekei* JERKOVIC, *N. bozinovicae*, *N. jerkovici* BONA & GAL. The same species, together with *Noelaerhabdus bonagali* MĂRUNȚEANU and *N. mehadicus* MĂRUNȚEANU, were recorded in the *Congeria czjeki* beds (or Turnu Ruieni Formation – Marinescu and Popescu, 1987) Late Pannonian in age.

The appurtenance of the Pannonian nannoflora to the Standard Zonation (Martini, 1971) is not possible to be realized because of their endemic characters.

Starting from the *Noelaerhabdus* evolution, two nannoplankton biozones are suggested for the Middle and Late Pannonian time span.

***Noelaerhabdus bozinovicae* Zone**

Definition: Interval from the first occurrence of *Noelaerhabdus bozinovicae* JERKOVIC to the first occurrence of *Noelaerhabdus bonagali* MĂRUNȚEANU.

Age: Middle Pannonian (C,D).

Correlation: This zone can be correlated with the upper part of the NN 10 Zone and the debut of the



Remarci: asociația zonei este compusă aproape în exclusivitate de specii ale genului *Noelaerhabdus* și mai rar ale genului *Bekelithella*; speciile prezintă numeroase variații morfo-structurale intraspecifice; procesele atipice ale nanofosilelor endemice sunt poziționate excentric pe discurile lor distale.

Zona *Noelaerhabdus bonagali*

Definiție: intervalul de timp cuprins între prima și ultima apariție a speciei *Noelaerhabdus bonagali* MĂRUNȚEANU.

Vârstă: Pannonian E.

Corelări: această zonă poate fi corelată cu partea inferioară a Zonei NN 11 deoarece asociațiile de nanoplanton sunt însoțite de elemente comune de macrofaună.

Remarci: asociația zonei este constituită aproape în exclusivitate din specii endemice ale genurilor *Noelaerhabdus* și *Bekelithella*, caracterizate prin stabilitate structurală intraspecifică și prin procese atipice poziționate concentric pe discurile distale ale coccolithelor.

NN 11 Zone, on the basis of a few identical mollusc elements, that accompany the nannoplankton assemblage.

Remark: The nannofossils assemblages of this zone are predominantly constituted of the *Noelaerhabdus* species, with various morphostructures and with atypical processes excentrically seated on the distal shields.

***Noelaerhabdus bonagali* Zone**

Definition: Interval from the first to last occurrences of *Noelaerhabdus bonagali* MĂRUNȚEANU.

Age: Late Pannonian (E).

Correlation: This zone can be correlated with lower part of the NN 11 Zone, on the basis of a few identical mollusc elements, that accompany the nannoplankton assemblages.

Remark: The zone assemblages contain only *Noelaerhabdus* and *Bekelithella* species, characterized by the intraspecific structure stability and by concentrically seated atypical processes on the distal shields of the coccoliths.

References

- Burky, D., Percival, S. F. (1971) New Tertiary calcareous nanofossils. *Tulane Stud. Geol. Paleont.*, 8, p. 123-146, Tulane.
- Marinescu, Fl., Popescu, Gh. (1987) Stratigraphie des dépôts néogènes du Bassin de Caranbseș. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/4, p. 165-175, București.
- Martini, E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proceed. II Plankt. Conf.* Roma, 1970, 2, Ed. Farinacci, p. 739-785, Roma.
- Mărunțeanu, M. (1996) Pannonian calcareous nannoplankton. *An. Inst. Geol. Rom.*, 69/1, p. 125-129, București.
- Papp, A. (1951) Das Pannonian des Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Gesell.* (1946), 94/1, Wien.



BIOSTRATIGRAFIA INTEGRATĂ A CONIACIANULUI DIN ROMÂNIA INTEGRATED BIOSTRATIGRAPHY FOR THE CONIACIAN OF ROMANIA

J. ION, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, L. SZASZ

Primul model (fig.) pe care-l propunem privind biostratigrafia integrată a Coniacianului din România, reprezintă o sinteză fiind realizat în urma studiului mai multor secțiuni biostratigrafice situate în Dacidele Mediane, unitate tectonică majoră a Carpaților Orientali și Meridionali, cât și în Dobrogea de Nord (Bazinul Babadag). Este de notat că succesiuni continue de la Turonian la Coniacian există în Dobrogea de Nord și în Munții Perșani din Carpații Orientali. Secvențele cheie pentru biostratigrafia Coniacianului din România, conțin la un loc și în egală frecvență asociații de amoniți și de inoceramii. De obicei, secțiunile de referință din domeniul Tethys conțin exclusiv sau dominant unul din grupuri.

Pentru domeniul carpatic, această biostratigrafie integrată a fost elaborată pe baza amoniților, inoceramilor (L.S.), foraminiferelor planctonice (J.I.), dinoflagelatelor, polenului (E.A.) și nannoplanctonului calcaros (M.C.M.), în timp ce pentru domeniul nord dobrogean numai pe baza primelor trei grupe de fosile (microflora fiind prost păstrată iar studiul nannoplanctonului fiind în faza incipientă). Dar în general modelul propus de noi este exprimat prin șase scări biozonale intercorelate și raportate la scările pe baza amoniților și inoceramilor propuse ca scări standard pentru Tethys (și acceptate de noi) – aceste grupe fosile controlând ortocronologia (fig.). Bioevenimentele principale și auxiliare care definesc limitele etajului, subetajului sau a unităților biostratigrafice din acest model sunt de trei categorii: de valoare globală or tethysiană (fiind prezente la același "datum level" și în scările biocronologice standard pentru Tethys sau în "Global Turonian-Coniacian Boundary Stratotype Section and Point"); de valoare regională pentru Tethys; de valoare locală (unele dintre ele stabilite/utilizate pentru prima dată în România) dar care corespund la alte bioevenimente sincrone cunoscute în domeniul Tethys. Prezența ultimelor două categorii argumentează necesitatea elaborării modelelor biocronologice regionale. Mai jos vom prezenta bioevenimentele de valoare regională și locală; cele neprezentate sunt bioevenimente de valoare globală or tethysiană.

The first (Fig.) model with the integrated biostratigraphy for the Coniacian deposits of Romania is proposed here. It has been elaborated by us in long time (Szász & Ion, 1984, 1988; Ion et al., 1987; Ion & Szász, 1989, 1994) and with a relative final phase (Szász et al., 1993 and Ion et al., 1997) in which the intercorrelated biostratigraphical studies have been made also on the basis of the calcareous nannoplankton. This model is a synthesis being elaborated on the basis of ours studies on several biostratigraphical sections situated in the Median Dacides major tectonic unit of the South and East Carpathians and in the Babadag Basin (North Dobrogea). In the Babadag Basin and the Perșani Mountains of the East Carpathians occur the key sections with continuity of sedimentation through the Turonian-Coniacian boundary interval. The key sequences for the Coniacian biostratigraphy in Romania contain faunal assemblages with ammonites together with inoceramids and with equal frequencies. Usually, the reference sections of the "Tethys" contain exclusively or dominantly ammonites or inoceramids.

The Coniacian integrated biostratigraphy for the Carpathian Domain has been elaborated on the basis of ammonites, inoceramids (L.S.), planktonic foraminifera (J.I.), dinoflagellates, pollen (E.A.), calcareous nannoplankton (M.C.M.), while for the North Dobrogea Domain only on the basis of the first three fossil groups. But generally the model proposed by us is expressed by six intercorelated biozonal scales for Romania and their relations with the ammonite and inoceramid standard scales proposed for the Tethys (and accepted by us) – these fossil groups controlling the orthochronology. In this model three are illustrated there categories of the principal and auxiliary marker bioevents/biohorizons which define the stage, substage and biostratigraphical unit boundaries: bioevents of global or tethysian value (recorded at the same "datum level" in the tethysian standard biochronological scales or in the Turonian-Coniacian Global Boundary Stratotype Section and Point and in the recommendations of the Coniacian Working Group-Subcommission on Cretaceous Stratigraphy, Bruxelles 1995); of regional value



ROMANIA				CARPATHIANS AND NORTH DOBROGEA				CARPATHIANS			
AMMONITE STANDARD ZONATION		INOCERAMID ZONATION		PLANKTONIC FORAMINIFERA (Ion in Ion & Szasz 1989, 1994)		CALCAREOUS NANNOPLANKTON (Meinte, 1997)		DINOFLAGELLATE (Antonescu, 1997)		POLLEN	
Kenedy, 1984 a, b, 1985		Troger, 1989		(Szasz, 1982-1985 and 1997)		SUBZONE		ZONE		ZONE	
LOWER SANTONIAN	Texanites spp.	Inoc. (Clad.) undulaticus	Texanites spp.	X	X	G. bulloides	R. anthophorus	Isabelidiniur spp. CRZ	S. triangularis CRZ +	SVK Tn Sem	
		I. (S) pachti cardissoid									
UPPER	Paratexanites serratomarginatus	Inoc. (S) subcardissoides	Gauthiericeras margae	X	Inoceramus (Magadiceras) subquadratus Zone	D. asymetrica IZ	M. concava IZ	M. decussata IZ	Xenascus ceratoides CRZ +		
	Gauthiericeras margae	I. (Ma.) subquadratus Zone									
MIDDLE CONIACIAN	Peroniceras tridorsatum	Inoc. (Pl) mantelli	Peroniceras tridorsatum	X	Inoceramus (Platyceras) mantelli Ass. Zone	D. concavata IZ	M. spinea IZ	Lit. septenarius IZ	Dinogymnium spp. CRZ +	Ch Dy Ocr.	Atlantopollis
LOWER	Forresteria (Harleites) petrocornis	Inoc. schloenbachi	Forresteria petrocornis	X	Inoceramus (Cremnoceras) brongniarti Zone	M. tarfayensis IZ	H. flandrii IZ	Lillastr. angularis ang	not investigated	Ms	M Mg
UPPER TURONIAN	Sub. neptuni	Inoc. rotundatus	Subprionocyclus neptuni	X	I. falcatus and I. teshioensis Ass.	M. coronata IZ	F. loeblichae IZ	Lucianor. maleformis m	Su pontis-manae CRZ +	X. cer.	C. christae CRZ +

1 2 3 4



1. **Macrofaună.** 1.1. Bioevenimente de valoare regională pentru Tethys: – Prima apariție (PA) a grupului *Cremneceramus crassus-Inoceramus deformis* în partea superioară a Coniacianului inferior și prezența lui numai în acest interval; – Genul de bivalve *Didymotis* este prezent în Coniacianul inferior pro parte, respectiv până în partea bazală a zonei de amoniți *Yabeiceras/Forresteria (Harleites) nicklesi* or a zonei *Inoceramus crassus*. În Dobrogea de Nord se cunosc două nivele cu *Didymotis*, primul în baza Coniacianului odată cu primele strate cu *F. (H.) petrocoriensis* și *I. brongniarti*, cel de-al doilea, incluzând și *Inoceramus waltersdorfensis* spre partea superioară a Coniacianului inferior dar numai în partea bazală a zonelor concomitente *Yabeiceras/F. (H.) nicklesi* și *I. crassus*. În Carpați (Munții Perșani, Bădeni) există numai un singur nivel, cel echivalent cu al doilea nivel din Dobrogea de Nord. Distribuția genului *Didymotis* în România este ca în America de Nord, Japonia; – în Carpați și Dobrogea de Nord, *Inoceramus mantelli* are distribuția în Coniacianul mediu-superior (ex. ca în Germania). 1.2 Bioevenimente de valoare locală: – PA a speciei *Inoceramus brongniarti* și *Mytiloides incertus* în baza Coniacianului inferior (împreună cu *F. (H.) petrocoriensis*). 2. **Foraminifere planctonice.** 2.1. Bioevenimente de valoare regională pentru Tethys: – PA a speciei *Marginotruncata tarfayensis* la limita Turonian Coniacian, ca în regiunile centrale, de vest și alpine ale Tethysului; – PA a speciei *Dicarinella concavata* în partea terminală a Coniacianului inferior și a speciei *D. asymetrica* la baza Coniacianului mediu, apariții timpurii specifice regiunilor de mică latitudine ale Tethysului (ex. Libia, Tunisia, Gabon, Caraibe); – Ultima apariție (UA) a speciei *Helvetoglobotruncana helvetica* în partea superioară a Coniacianului inferior, ca în unele locuri din regiunile Alpine (ex. Franța de sud-est) și ale Tethysului Central (ex. Tunisia de nord-est). 2.2. Bioevenimente de valoare locală: Următoarea

for the Tethys; of local value (some of them established/utilized for the time being in Romania) but that correspond to other synchronous bioevents known for the Tethys. The presence of the last two categories argued the necessity of the regional biochronological models. The bioevents of regional and local value are listed here by us; those not listed are of global or tethyan value. 1. **Macrofauna.** 1.1. Bioevents of regional value for Tethys: – The first occurrence (FO) of *Cremneceramus crassus-Inoceramus deformis* group in the upper Lower Coniacian and its occurrence only in this interval (according to Tröger, 1989, 1994); – The *Didymotis* bivalve genus occur in the Lower Coniacian pro parte (respectively to in the lowermost part of the *Yabeiceras/Forresteria (Harleites) nicklesi* ammonite zone or of the *Innoceramus crassus* Zone). In the North Dobrogea a first *Didymotis* level is reported in the base of the Lower Coniacian (in the first level with *F. (H.) petrocoriensis* and *I. brongniarti*) and the second, also with *Inoceramus waltersdorfensis*, in the upper Lower Coniacian but into the basal part of *Yabeiceras/F. (H.) nicklesi* and of *I. crassus* zones. In the Carpathians, occurs only one level with *Didymotis*, the equivalent of the second level for Dobrogea. The distribution of this genus in Romania is as in North America and Japan (according to Im-lay 1955, Kauffmann et al., 1978, Matsumoto, 1984, Sumesberger, 1985 - fide Szasz 1986); – In Carpathians and North Dobrogea, *Inoceramus mantelli* occurs in the Middle–Upper Coniacian (e.g. as in Germany; according to zonation of Tröger, 1989). 1.2. Bioevents of local value: – FO of *Inoceramus brongniarti* and *Mytiloides incertus* in the base of the Lower Coniacian (together with *F. (H.) petrocoriensis*). 2. **Planktonic foraminifera.** 2.1. Bioevents of regional value for tethys: – The FO of *Marginotruncata tarfayensis* at the Turonian-Coniacian boundary as in Central, Western and Alpine areas of Tethys; – The FO of

Fig. – Integrated biostratigraphy for the Coniacian of Romania (by Ion, Antonescu, Melinte, Szasz).

Legend of signs: a principal marker bioevents for the zones/subzones, 1. the first occurrence, the last occurrence; auxiliary bioeveniments, 3. the first occurrence, the last occurrence; IZ, ISZ, Interval Zone or Subzone; CRZ, Concurrent Range Zone; +, new biostratigraphic units; x biostratigraphic unit emended in Romania; o, biostratigraphic unit from other zonal scales of Tethys.

Key to fossils. Macrofauna: Clad, Cladiceramus; S, Selenoceramus; Pl, Platyceramus. Planktonic foraminifera: Ct, Contusotruncana; fo, Ct. fornicata. D, Dicarinella; as, D. asymetrica; cv, D. concavata; F, Falsotruncana; Fl, F. loeblichae; G, Globotruncana; bu, G. bulloides; lp, G. lapparenti; me, G. mariei; ro, G. rosetta; tr, G. tricarinata; H, Hedbergella; fl, H. flandrini; he, Helvetoglobotruncana helvetica; M, Marginotruncana; sp, M. spinea; tf, M. tarfayensis; Dinoflagellates Ch, Chatangiella; Dy, Dinogymnium; I, Isabelidinium; Pollen; c, Complexiopollis; K, Krutzschipollis; M, Megatripollis; Ms, M. santoniensis; Mg, M. glabrum; S, Suemeghipollis; St, S. triangularis; Sem, Semioculopollis medius; Tn, Trudopollis cf. nonperfectus; V, Verruculopollis. Calcareous nannoplankton: K, Kamptnerius; Lil, Liliasterites; ag, Lil. angularis; Lit, Lithastrinus; g, Lit. grillii; s, Lit. septenarius; Luc, Lucianorhabdus; ma, Luc. maleformis; M, Micula; c, M. concava; d, M. decussata; f, Marthasterites furcatus; R, Reinhardtites, an R. anthophorus.



succesiune de bioevenimente au fost interceptate în partea superioară a Coniacianului inferior (în intervalul cu zonele *rabeiceras*/*F.(H.) nicklesi* și *I. crassus*): PA a speciilor *Globotruncana rosetta* și *G. mariei*, UA a genului *Falsotruncana* și respectiv a speciei *F. loeblichae*, UA a speciei *H. helvetica* dar ca bioeveniment de valoare regională, PA a speciei *Globotruncana spinea*; – PA a speciei *Contusotruncana fornicata* în Coniacianului mediu și a speciilor *Globotruncana lapparenti* și *G. tricarinata* în Coniacianul superior.

3. **Microfloră.** 3.1. Bioevenimente de valoare locală (?): – PA a genurilor de polen *Megatriopollis* și *Oculopollis* cât și a speciilor *Megatriopollis santonius* și *M. glabrum* n. sp., în partea superioară a Coniacianului inferior sau în baza lui ca la stratotipul Coniacianului (?). 3.2 Bioevenimente de valoare locală: PA a genurilor de dinoflagelate *Dinogymnium*, *Chatangiella* și a speciei *Odontochitina cribropoda* în partea superioară în Coniacian inferior sau în baza Coniacianului inferior (?); – UA a genului *Atlantopollis* în cadrul părții bazale a Coniacianului mediu. 4. **Nannoplankton calcaros.** 4.1. Bioevenimente de valoare locală pentru Tethys: – PA a speciilor *Micula decussata* în partea inferioară a Coniacianului mediu și *Micula concava* în partea inferioară a Coniacianului superior, apariții mai timpurii față de cele din Spania, Franța de sud-est, Tunisia – cu biozonări importante; – PA a speciei *Liliasterites angularis* în cadrul părții locale a Coniacianului inferior și a speciei *Lithostrinus septenarius* în partea superioară a Coniacianului inferior.

Bibliografie

- Ion, J., Antonescu, E., Avram, E., Dumitrică, P., Neagu, Th., Szasz, L. (1987) Studii în vederea îmbunătățirii reperelor biostratigrafice ale Mezozoicului și Paleogenului pentru corelarea formațiunilor de interes pentru hidrocarburi (Partea I, Cretacic). Raport Arh. I.G.R., București.
- , Szasz, L. (1994) Biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Romania. Cretaceous Research, 15, p. 59–87, Academic Press Limited, London.
- , Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L. (1996) Tentative for an intercorrelated standard zonation – on the basis of macrofauna, planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton, pollen and dinoflagellates – for the Upper Cretaceous deposits from Romania. *Rom. J. Stratigraphy*, 77 (in press), București.

Dicarinella concavata into the terminal Lower Coniacian, and of *Dicarinella asymetrica* in the base of the Middle Coniacian, early appearances typical of the lower latitude regions of the Tethys (e.g. Libia, Tunisia, Gabon, Caraibe): – The last occurrence (LO) of *Helvetoglobotruncana helvetica* in the upper Lower Coniacian, as in some West Alpine areas (e.g. SE France) and central Tethys areas (e.g. NE Tunisia).

2.2. Bioevents of local value: – In the upper Lower Coniacian (in the interval with *Yabeiceras*/*F.(H.) nicklesi* and *I. crassus* zones) there is the following succession of bioevents: FO of *Globotruncana rosetta* and *G. mariei*, LO of *Falsotruncana loeblichae* and of the *Falsotruncana* genus, the LO of *H. helvetica* but as a bioevent of regional value, FO of *Marginotruncana spinea*; – FO of *Contusotruncana fornicata* within the Middle Coniacian and of *Globotruncana lapparenti* and *G. tricarinata* in the Upper Coniacian.

3. **Microflora.** 3.1. Bioevents of local (?) value: – The FO of *Megatriopollis* and *Oculopollis* genera and of *Megatriopollis santonius* and *M. glabrum* n.sp. in the upper Lower Coniacian or in the base of the Lower Coniacian as at the Coniacian stratotype ?. 3.2. Bioevents of local value: – The FO of *Dinogymnium* and *Chatangiella* dinoflagellate genera and of *Odontochitina cribropoda*, in the upper Lower Coniacian or in the base of Lower Coniacian ?; – The LO of *Atlantopollis* pollen genus in the lowermost Middle Coniacian.

4. **Calcareous nannoplankton.** 4.1 Bioevents of local value for Tethys: – The FO of *Micula decussata* in the lowermost Middle Coniacian and of *M. concava* in the lowermost Upper Coniacian, more early in comparison with i.e. Spain, SE France, Tunisia, with important biozonations; – The FO of *Liliasterites angularis* at the Turonian-Coniacian boundary and *Lithastrinus septenarius* at the upper Lower Coniacian.

In point of view of planktonic foraminifera in Romania for the terminal Lower Coniacian–Upper Coniacian interval are known two biofacies: with "concavates", respectively with *Dicarinella concavata* and *D. asymetrica*, which is typically for the Coniacian of the lower latitude Tethyan areas; a biofacies without "concavates", typically for the Coniacian of the high latitude Tethyan areas. The first biofacies is known in the North Dobrogea and in the Rusca-Montană, Hațeg, Țara Bârsei and Glodu basins of Carpathian Domain if refer us only at the Median Dacides; a singular presence of *Dicarinella primitiva* has been reported only in the Middle Coniacian of this biofacies. The second biofacies is known in the Cheia and Brezoi basins and in the Perșani Mountains of the Median Dacides too.



- Ion, J., Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L., (1997) Corelarea biostratigrafică a Cretacicului superior din România (sinteză). Raport Arh. I.G.R., Bucureşti.
- Kauffman, E.G. (compilier), Kennedy, W.J., Wood, Ch.J. with contribution by Dhondt A.V., Hancock, J.M., Kopaevich, L.F., Walaszyk, I. (1996) The Coniacian stage and sub-stage boundaries. *Bull. de l'Inst. Royal du Sc. Nat. Belgique, Sciences de la Terre*, 66 supp., p. 84-94.
- Szasz, L., Ion, J. (1984) Biostratigraphic characterisation of some boundaries in the Cenomanian-Coniacian interval. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 64, p. 299-307, Bucureşti.
- (1986) The presence of the genus *Didymotis* Gerhardt 1897 (Bivalvia) in the Upper Cretaceous of Romania and its biochronological significance. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71, 3, Paleontologie, p. 109-115, Bucureşti.
- , Antonescu, E., Baltreş, A., Ion, J., Melinte, M. (1993) Corelări biostratigrafice în Cretacicul superior din România (Partea II, Coniacian). Raport Arh. I.G.R., Bucureşti.
- Tröger K.-A. (1989) Problems of Upper Cretaceous biostratigraphy and paleobiogeography in Europa and Western Asia. In: Wiedmann J. (Ed.) *Cretaceous of the Western Tethys*, Proc. 3-rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987, p. 911-930, Stuttgart.

It is the question if the local cold currents have controlled the distribution of "concovates": the Coniacian sequences of Cheia, and Perşani areas generally include a nannoplankton with many cosmopolitan and rarely tethyan taxons but at the base of Lower Coniacian appear endemic taxons (e.g. *Liliasterites angularis*) typically for the northern Tethys (e.g. Germany), in the upper Lower Coniacian appear boreal taxons (*Lithastrinus moratus* and *L. septenarius*), while in the Middle Coniacian appear taxons with boreal affinity (species of *Micula* genus). But the studies of the nannoplankton have been made only in the facies without "concovates". For a control of these conclusions is necessary the nannoplankton study of the facies with "concovates" too. The *Didymotis* genus, of cold water, occurs in the Lower Coniacian of the North Dobrogea and of the Perşani Mountains, consequently into both biofacies, with or without "concovates".

With other occasion (Ion et al., 1996) have been exposed the new or emendated biostratigraphical units established in the Coniacian from Romania. Additional of these for the nannoplankton (Melinte in Ion et al., 1997) are: the *Liliasterites angularis* (Lower Coniacian pro parte) and *Lithastrinus septenarius* (upper Lower Coniacian-basal Middle Coniacian) new sub-zones; the *Micula decussata* emend. zone (Middle Coniacian pro parte-basal Upper Coniacian); the *Micula concava* new zone (Upper Coniacian pro parte-basal Lower Santonian).



BIOSTRATIGRAFIA INTEGRATĂ A CENOMANIAN-TURONIANULUI DIN ROMÂNIA INTEGRATED BIOSTRATIGRAPHY OF THE CENOMANIAN-TURONIAN OF ROMANIA

J. ION, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, L. SZASZ

În cele ce urmează expunem (fig.) primul model cu biostratigrafia integrată a Cenomanian-Turonianului din România stabilită pe baza a șase grupe de fosile: amoniți, inoceramii (L.S.), foraminifere planctonice (J.I.), dinoflagelate, polen (E.A.), nannoplancton calcaros (M.C.M.). Reprezintă o sinteză fiind realizată pe baza mai multor secțiuni biostratigrafice realizate în Dobrogea de Nord (Bazinul Babadag), Dobrogea de Sud (în depozitele de pe Platforma Moesiă), Carpații Orientali și Meridionali (în depozitele unității tectonice majore Dacidele Mediane; numai pentru Cenomanian, și în cele ale Dacidelor Externe și Moldavidelor). Este rezultatul cercetărilor noastre făcute în mai multe etape, ultima Szasz et al., 1992, Ion et al., 1997, incluzând și studiul biostratigrafiei integrate a nannoplanktonului.

Acest model conține pentru România șase scări biozonale intercorelate și raportarea lor la scările standard pentru Tethys (și acceptate de noi) privind amoniții și inoceramii, organisme care dau ortocronologia. Bioevenimentele principale și auxiliare care sunt consemnate în acest model și care constituie criteriile pentru separarea etajelor, subetajelor și unităților biostratigrafice, sunt de mai multe categorii: de valoare globală or tethysiană; de valoare regională în cadrul Tethysului; de valoare locală (unele din ele fiind utilizate/stabilite în România) dar corelabile cu alte bioevenimente sincrone prezente în scările propuse standard pentru Tethys sau în alte scări regionale ale Tethysului. Existența ultimelor două categorii argumentează necesitatea realizării scărilor biocronologice regionale. Aceste două categorii vor fi menționate de noi mai jos; cele nementionate dar consemnate în modelul biostratigrafic, sunt evenimente de valoare globală or tethysiană.

1. Macrofauna. 1.1. Bioevenimente de valoare regională pentru Tethys: - Prima apariție (PA) a speciei *Eucalycoceras pentagonum* la limita Cenomanian mediu-Cenomanian superior (bioeveniment ce ar putea deveni de valoare globală în concluziile simpozionului de la Bruxelles, 1996, fiind în studiu în acest sens); - PA a speciei *Paramaminites polymorphus*, urmată foarte aproape de cea a speciei *Choffaticeras*

We present here the first model (Fig.) with the Cenomanian-Turonian integrated biostratigraphy for Romania, established on the six fossil groups: ammonites, inoceramus (L.S.), planktonic foraminifera (J.I.), dinoflagellates, pollen (E.A.), calcareous nannoplankton (M.C.M.). It is a synthesis being elaborated on the basis of several biostratigraphical key sections provided from: North Dobrogea (Babadag Basin), South Dobrogea (the deposits of the Moesian Platform), East and South Carpathians (principally from the deposits of the Median Dacides major tectonic unit; for Cenomanian only, also from Outer Dacides and Moldavides). It has been elaborated by us in time, with a relative final phase, Szasz et al., 1992 and Ion et al., 1997, in which the intercorrelated biostratigraphical study on the basis of calcareous nannoplankton has also been made.

This model contains six intercorrelated biostratigraphical scales for Romania, on the basis of the above-mentioned fossils, and their relation with the ammonite and inoceramid standard scales of the Tethys (accepted by us) which control the orthochronology. It shows three categories of the principal and auxiliary marker bioevents/biohorizons which define the stages, substages and the biostratigraphical unit boundaries: the bioevents of global or tethyan value (recorded in the Tethysian standard biochronological scales or in the Global Boundary Stratotype Sections and Point, Bruxelles, 1996); the bioevents of regional value for the Tethys; the bioevents of local value (some of them established/utilized for the first time in Romania) but that correspond to other synchronous bioevents known in the Tethys. The presence of the last two categories argued the necessity of the regional biochronological models. The bioevents of regional and local values are listed here; those notlisted are of global or tethyan value. In another paper (Ion et al., 1996) the new or emended biostratigraphical units established in the Cenomanian-Turonian from Romania have been presented. Additional to these are (Szasz in this paper) the *Inoceramus opalensis* Assemblage, *I. apicalis* Assemblage, *I. cuvieri* Assemblage for Middle Turonian inoceramid fauna and for the nannoplankton



[illegible]

pavillieri, ambele apariții având loc mai sus de partea bazală a Turonianului inferior (ca în Franța de sud-est și Western Interior din America de Nord). – PA *Inoceramus apicalis*, în Turonianul mediu; 1.2. Bioevenimente de valoare locală: – În Dobrogea de Nord și Carpați, PA a speciei *Mytiloides labiatus*, mai sus de partea bazală a Turonianului inferior, nu urmează după PA a speciei *M. kossmati* ci ele sunt prezente împreună, și debutând probabil simultan. – PA *Inoceramus cuvieri* (or *lusitae*) înspre partea terminală a Turonianului mediu. 2. **Foraminifere planctonice.** 2.1. Bioevenimente de valoare regională pentru Tethys: – Baza Cenomanianului este demonstrată prin prezența asociației cu *Thalmaninnella globotruncanoides* și *Th. brotzeni* dar fără *Th. ticinensis* [în acord cu caracteristicile microfaunistice ale bazei Cenomanianului, marcată de PA a speciilor *Mantelliceras mantelli* și *Neostlingoceras carcitanenese*, din "Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP)" pentru baza Cenomanianului, Mont Risou (Rosans, Hautes Alpes, Franța), Gale et al. 1995]. – PA a speciei *Thalmaninnella deecke* în partea superioară a Cenomanianului mediu (ca în unele regiuni ale Tethysului Central, ex. Tunisia, și din domeniul Alpin, ex. Franța de sud-est); – PA a grupului *Rotalipora cushmani-turonica* (respectiv *R. cushmani*, *R. turonica*, *R. turonica expansa*) la limita Cenomanian mediu-superior (ca în Tethysul de Est, ex. Crimeea și Caucaz, și unele locuri din Tethysul Central, ex. Maroc, Libia); – PA a speciei *Dicarinella imbricata* dar împreună cu *D. hagni*, înspre partea terminală a Cenomanianului superior (ca în Carpații de Vest și Crimeea-Caucaz; în partea de nord a Tethysului mai întâi apare *D. hagni* apoi *D. imbricata* pe când în partea mesogeeană ordinea aparițiilor este inversă); – Ultimele specimene de *Rotalipora* sensu lato sunt în Turonianul inferior (ca în alte locuri din Tethys, ex. Franța de sud-est, Crimeea și Caucaz), în Dobrogea de Nord în același timp cu PA a speciei *Helvetoglobotruncana helvetica*, în Carpați odată cu PA a speciei *Sigalitruncana sigali*. 2.2. Bioevenimente de valoare locală: – PA a speciei *Thalmaninnella jaquesigali* Ion, 1983 (din grupul globotruncanoides) în treimea superioară a Cenomanianului inferior, în primele nivele cu fauna zonei *Mantelliveras dixon*; urmează PA a speciei *Th. porthaulti* în cadrul zonei de amoniți *M. dixon* (dacă *Th. porthaulti* = *Rotalipora* aff. *reicheli* sensu

(Melinte in Ion et al., 1997) are: *Lithraphidites acutus* emend. Zone (Lower Cenomanian pro parte); *Corollithion signum* new zone (terminal Lower Cenomanian–Middle Cenomanian pro parte); *Lucianorhabdus maleformis* new subzone (Upper Turonian pro parte).

1. **Macrofauna.** 1.1. Bioevents of regional value for the Tethys: – The first occurrence (FO) of *Eucalycoceras pentagonum* at the Middle Cenomanian–Upper Cenomanian boundary (but proposed at Bruxelles, 1995, to be studied as possible global bioevent); – The FO of *Paramammmites polymorphus* closely followed by the FO of *Choffaticeras pavillieri*, above the basis of the Lower Turonian (as in SE France, Western Interior of North America); – FO of *Inoceramus apicalis* in Middle Turonian. 1.2. Bioevents of local value: – In North Dobrogea and Carpathians, the FO of *Mytiloides labiatus*, above the base of the Lower Turonian, not following the FO of *M. kossmati*, they occurring together here and possibly appearing concomitantly; – FO of *I. cuvieri* (or *lusitae*) in uppermost Middle Turonian. 2. **Planktonic foraminifera.** 2.1. Bioevents of regional value for the Tethys: – The base of the Lower Cenomanian is argued by the presence of the assemblage with *Thalmaninnella globotruncanoides* and *Th. brotzeni* but without *Th. ticinensis* (in accord with the microfaunistic characteristics of the base of the Lower Cenomanian, marked by the FO of *Mantelliceras mantelli* and *Neostlingoceras carcitanense*, from GSSP for the Albion–Cenomanian boundary, Mont Risou–Rosans, Hautes Alpes, Gale et al., 1995); – The FO of *Th. deecke* in the upper Lower Cenomanian (as in some areas of the Central Tethys, e.g. Tunisia, and from Alpine are of the Tethys, e.g. SE France); – The FO of the *Rotalipora cushmani-turonica* group (*R. cushmani*, *R. turonica*, *R. turonica expansa*) at the Middle–Upper Cenomanian boundary (as in the eastern Tethys, e.g. Crimeea and Caucasus, and in some areas of the Central Tethys, e.g. Maroc, Libia); – The simultaneous FO of *Dicarinella imbricata* and *D. hagni* (= *D. indica*) towards the terminal part of the Upper Cenomanian (as in the West Carpathians, Crimeea and Caucasus; in the northern part of the Tethys, *D. hagni* appears before *D. imbricata*, while in the mesogean part *D. imbricata* appears first); – The last occurrence (LO) of *Rotalipora* sensu lato genus in the Lower

Fig. – Integrated biostratigraphy for the Cenomanian–Turonian of Romania (by Ion, Antonescu, Melinte, Szasz). Caption: boundary bioevents for the zones and subzones, 1 - first occurrence, 2 - last occurrence; auxiliary bioevents, 3 - first occurrence, 4 - last occurrence. Other signs: IZ, Interval Zone; ISZ, Interval Subzone; CRZ, Concurrent Range Zone; +, new biostratigraphic unit; x biostratigraphic unit emended in Romania; o, biostratigraphic unit from other zonal scales of Tethys.

Porthault, 1974, atunci PA a acestui taxon este ca în Franța de sud-est, deci bioeveniment de valoare regională pentru Tethys); – PA a speciei *Marginotruncana elenae* Ion, 1983 (izvorul speciei *M. paraconcavata*) și ultima apariție (UA) a speciei *Th. greenhornensis*, probabil la limita Cenomanian-Turonian.

3. **Microfloră.** 3.1. Bioevenimente de valoare regională: – PA a speciilor *Ascodinium ovatum* (probabil cu această valoare) și *Atlantopollis microreticulatus* la limita Cenomanian mediu-superior; – PA a speciei *Complexiopollis christa* în baza Turonianului inferior; – UA a speciei *Epelidosphaeridia spinosa* în partea terminală a Turonianului inferior. 3.2. Bioevenimente de valoare locală: – PA a dinoflagelatului *Ascodinium dacicus* n.sp. Antonescu (nepubl.), la limita Cenomanian mediu-superior; – PA a dinoflagelatelor *Subtilisphaera pontis-marie* și *Xenascus ceratioides* la limita Cenomanian-Turonian; – Ultima prezență a dinoflagelatelor *Lithosphaeridium siphoniphorum*, *L. conspicuum*, *Ascodinium dacicus* n.sp., *A. ovatum*, spre partea terminală a Turonianului inferior. 4. **Nannoplankton calcaros.** 4.1. Evenimente de valoare regională în cadrul Tethysului: În intervalul Cenomanian-Turonian, multe bioevenimente date de nannoplankton în România sunt din această categorie fiind mai timpurii în comparație cu alte locuri ale Tethysului, ex. Spania, Franța de sud-est, Tunisia, unde se cunosc biozonări de referință. Este cazul PA în România a speciilor *Lithraphidites acutus* la limita Albian-Cenomanian, *Corrolithion signum* spre partea terminală a Cenomanianului inferior, *Eiffelithus eximus* aproximativ la limita Turonian inferior-mediu, *Marthasterites furcatus* și *Lucianorhabdus maleformis* mai sus de partea bazală a Turonianului superior. 4.2. Bioevenimente de valoare regională: PA a speciei *Kamptnerius magnificus* la limita Turonian mediu-superior.

Bibliografie

- Bengston, P. (compiler), with contrib. by Cobban W.A., Dodsworth, P., Gale, A.S., Kennedy, W.J., Lamolda, M.A., Matsumoto, T., Reymont, R.A., Seibetz, E., Trögger, K.-A., and others (1996) Turonian stage and substage boundaries: proposals by the Turonian Working Group of the Subcommission on the Cretaceous Stratigraphy. *Bull. de l'Inst. Royal des Sc. Nat. de Belgique, Sciences de la Terre*, 66 supp., p. 69–79.
- Gale, A.S., Kennedy, W.J., Burnet, J.A., Caron, M., Marshall, J.D. (1995) Mont Risou near Rosans (Drôme, SE France) a potential Albian-Cenomanian boundary stratotype. Preprint for Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries, Bruxelles, 1995.

Turonian (as in some areas of the Tethys, e.g. SE France, Crimea and Caucasus), in the Carpathians being simultaneous with the FO of *Sigalitruca sigali* and in the North Dobrogea with the FO of *Helvetoglobotruncana helvetica*; 2.2. Bioevents of local value: – The FO of *Thalaminella jaquesigali* Ion, 1983, in the first levels with the fauna of the *Mantelliceras dixonii* ammonite zone, in the upper third of the Lower Cenomanian, followed by the FO of *Th. porthaulti* Ion, 1983 in the *M. dixonii* ammonite zone (this bioevent is as in SE France therefore of it is of regional value if *Th. porthaulti*=*Rotalipora* aff. *reicheli* sensu Porthault 1974); – The FO of *Marginotruncana elenae* Ion, 1983 (ancestral to *M. paraconcavata*) and the LO of *Th. greenhornensis* at the Cenomanian-Turonian boundary, probably. 3. **Microflora.** 3.1 **Bioevents of regional value:** – FO of *Ascodinium ovatum* (probably having this value), *Atlantopollis microreticulatus*, *Complexiopollis complicatus*, at the Middle-Upper Cenomanian boundary; – FO of *Complexiopollis cristae* at the base of Lower Turonian; – LO of *Epelidosphaeridia spinosa* in the terminal Lower Turonian. 3.2 Bioevents of local value: – The FO of *Ascodinium dacicus* n. sp. (Antonescu, unpublished data) dinoflagellate species at the Middle-Upper Cenomanian boundary; – The FO of *Subtilisphaera pontis-marie* and *Xenascus ceratioides* dinoflagellate species, at the Cenomanian-Turonian boundary; – The last presence of *Lithosphaeridium siphoniphorum*, *L. conspicuum*, *Epelidosphaeridia spinosa*, *Ascodinium dacicus* n.sp. and *A. ovatum* dinoflagellate species, in the Lower Turonian. 4. **Calcareous nannoplankton.** 4.1. Bioevents of regional value for the Tethys. The most part of the Cenomanian-Turonian nannoplankton bioevents are of local value category but earlier in comparison with i.e. Spain, SE France, Tunisia, with important biozonations. These are: – the FO of *Lithraphidites acutus* at the Albian-Cenomanian boundary, *Corrolithion signum* in uppermost Lower Cenomanian, *Eiffelithus eximus* at the Lower-Middle Turonian boundary approximate, *Marthasterites furcatus* and *Lucianorhabdus maleformis* above of the base of the Lower Turonian. 4.2 Bioevents of regional value: – The FO of *Kamptnerius magnificus* at the Middle-Upper Turonian boundary.

The above-mentioned data and those obtained by comparison with the Tethys Realm, motivate the following characteristics of the planktonic foraminiferal faunas and of the nannoflora in Romania during the Cenomanian-Turonian interval:

In point of view of the planktonic foraminifera: – during the Lower Cenomanian-lower Middle Cenomanian (from *Th. globotruncanoides*/ *Th. brotzeni* Zone to *Th. reicheli* Subzone inclusive), it is a cosmopolitan-tethysian planktonic foraminiferal fauna; – the upper



- Ion, J., Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L. (1996) Tentative for an intercorrelated standard zonation – on the basis of macrofauna, planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton, pollen and dinoflagellates, for the Upper Cretaceous deposits from Romania. *Rom. J. Stratigraphy*, 77 (in press), București.
- , Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L., (1997) Corelarea biostratigrafică a Cretacului superior din România (sinteză). Raport Arh. I.G.R., București.
- Szasz, L., Ion, J., Baltreș, A., Antonescu, E., Melinte, M.C., Stanciu, L. (1992) Corelarea biostratigrafică a cretacului superior din România (Cenomanian-Turonian). Raport Arh. I.G.R., București.
- Tröger, K.-A. (compiler) and Kennedy, W.J. (1996) The Cenomanian stage. *Bull. de l'Inst. Royal de Sc. Nat. Belgique, Sciences de la Terre*, 66 supp., p. 57–68.
- Middle Cenomanian-lower Upper Cenomanian (interval with *Th. deecke* Subzone and *R. gr. cushmanituronica* Zone) it is transitive/intermediate between Eastern Tethys (Crimea-Caucasus) and Central Tethys (Tunisia, Maroco, Libia) planktonic foraminiferal faunas; – in the upper part of the Upper Cenomanian there is a cosmopolitan-tethysian foraminiferal fauna (in the interval of the *W. paradubia* Zone), then (in the lower part of the *D. imbricata* Zone) it is intermediate between planktonic foraminiferal faunas of the northern part and of the southern part of the Tethys; – in the basal part of the Lower Turonian (with the upper part of the *D. imbricata* zone) there is a cosmopolitan-tethysian planktonic foraminiferal fauna; – in the rest of the Lower Turonian, it is intermediate between Eastern and Western Tethys, but in the North Dobrogea with slight boreal influences in the first part; – during the upper Middle Turonian-Upper Turonian it is as in the Central Tethys, Western Tethys and Alpine areas. In point of view of the nannoflora: – in the Cenomanian-Upper Turonian pro parte, there generally is a cosmopolitan-tethysian nannoflora; – in the Upper Turonian pro parte, locally (in the Carpathians: in the Perșani Mountains and Cheia Basin) there are slight boreal influences (presence of *M. furcatus* and *L. maleformis*).

BIOSTRATIGRAFIA INTEGRATĂ A SANTONIAN-MAASTRICHTIANULUI DIN ROMÂNIA SANTONIAN-MAASTRICHTIAN INTEGRATED BIOSTRATIGRAPHY FOR ROMANIA

J. ION, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, L. SZASZ

Pentru Santonian-Maastrichtianul din România a fost elaborat de către noi primul model, pe care-l prezentăm aici, privind biostratigrafia integrată pe baza foraminiferelor planctonice, dinoflagelatelor, polenului şi nannoplanctonului calcareos (fig. 1,2). Pe baza macrofaunei nu s-a putut face o biozonare. Există numai date biostratigrafice izolate şi rare, pe baza cărora totuşi pe unele segmente ale acestui model biostratigrafic s-a putut face o evaluare a cronostratigrafiei, în rest ea fiind făcută pe baza foraminiferelor planctonice. Pentru Santonian-Campanian datele privind macrofauna sunt consemnate pe figura 1. Pentru Maastrichtian, nefiind consemnate, este de semnalat că se cunoaşc: o asociaţie cu *Pseudoxylloceras quadrinodosum* în Maastrichtianul inferior cu *Gansserina gansseri* (Bazinul Haţeg), similară cu cea din Campanianul inferior (reg. Cozia); o asociaţie cu *Pachydiscus gollevillensis*, *P. neubergicus*, etc, pentru Maastrichtianul superior (Bazinul Olăneşti); exemplare izolate de *P. neubergicus* (în Bazinul Țara Bârsei, Pianul, Vinţul de Jos) uneori asociate cu *Hoploscaphites constrictus* (în Bazinul Roşia).

Acest model biocronologic a fost elaborat de noi într-un timp mai lung, cu o etapă relativ finală în Ion et al., 1996 a, b, 1997. El se referă la depozitele din domeniul carpatic şi din domeniul sud-dobrogean (la zi şi din foraje). Conform acestui model bioevenimentele principale şi auxiliare care definesc limitele etajelor, subetajelor sau unităţilor biostratigrafice în România sunt de trei categorii: de valoare globală sau Tethysiană, de valoare regională pentru Tethys; de valoare locală (fiind stabilite/utilizate în România) dar care corespund la alte bioevenimente sincrone cunoscute în domeniul Tethys. Mai jos prezentăm bioevenimentele de valoare regională şi cele locale; cele nemenţionate sunt de valoare globală sau tethysiană.

1. **Macrofauna.** 1.1. Bioevenimente de valoare locală: - Asociaţia cu *Pseudoxylloceras quadrinodosum* în România (Carpaţii Meridionali este cunoscută (conform foraminiferelor planctonice şi nannoplanctonului) în partea inferioară a Campanianului superior şi în cea superioară a Maastrichtianului inferior pe când în alte locuri ale Tethysului ea este consem-

For the Santonian-Maastrichtian deposits of Romania a first integrated biostratigraphic model has been elaborated by us on the basis of the planktonic foraminifera, dinoflagellates, pollen and calcareous nannoplankton (Figs. 1, 2). Concerning the macrofauna, only few and isolated biostratigraphic data are known, on basis of which for some segments of this integrated biostratigraphy an orthochronologic control is made, in the rest it being ensured by planktonic foraminifera. For the Santonian-Campanian these macrofaunal data are presented in Figure 1. For the Lower Maastrichtian are known: an assemblage with *Pseudoxylloceras quadrinodosum* (in the Haţeg Basin) similar to those from the Upper Campanian (in the Cozia area); an Upper Maastrichtian assemblage with *Pachydiscus gollevillensis*, *P. neubergicus*, *Hoploscaphites constrictus*, *Glyptozoceras rugatum* (in the Olăneşti Basin); isolated specimens of *P. neubergicus* (in the Țara Bârsei Basin, Pianul and Vinţul de Jos areas) sometimes together with *H. constrictus* (in Roşia Basin) are known, too.

This integrated biostratigraphy has been elaborated by us in time, having a relative final phase in Szasz et al., 1995, 1996, Ion et al., 1996 a,b, 1997. The data/biostratigraphic key sections are provided by the Median Dacides and Moldavides (northern part of the Tarcău Nappe and southern part of the Marginal Fold Unit) major tectonic units of the East and South Carpathians, and by the deposits (in borehole) in the Moesian Platform from South Dobrogea.

The Santonian-Maastrichtian biochronological model for Romania shows the relations of the Romanian biostratigraphic data/biozonal scales with the ammonite and planktonic foraminiferal standard/reference scales for the Tethys. Also it exposed the principal and auxiliary marker bioevents which define the stage, substage and biostratigraphic unit boundaries. They are of three categories: of global or tethyan value; of regional value for Tethys; of local value (being established/utilized only in Romania) but which correspond with other synchronous bioevents known in the Tethys. The bioevents of regional and local value are listed here; those not listed are of global



nată aproape de limita Campanian-Mastrichtian. Exceptând prima prezență cu *Inoceramus undahundus* și *I. kleini* de valoare globală, restul macrofaunelor notate pe figura 1 pentru Santonian-Campanian sunt de valoare regională. 2. **Foraminifere planctonice.** 2.1. Bioevenimente de valoare regională: – Prima apariție (PA) a speciei *Globotruncana bulloides* în Santonianul inferior, ultima apariție (UA) a speciei *Marginotruncana paraconcavata* la limita Santonian inferior-superior, PA a speciei *Globotruncana arca* spre partea superioară a Santonianului superior, PA a speciei *Globotruncanita elevata* (odată cu UA a speciei *Dicarinella asymetrica*) la baza Campanianului – toate aceste bioevenimente fiind situate la același nivel stratigrafic ca în Crimeea, Caucaz, partea bulgară a Platformei Moesice și a depozitelor de tip carpatic, unele regiuni din Tethysul de Vest; – PA a speciei *Globotruncana ventricosa* în partea superioară a Campanianului inferior, ca în unele regiuni din Tethysul de Vest; – PA a speciei *Globotruncana rugosa* în baza Campanianului superior (aproape de/in primele strate cu *Pseudoxylloceras quadrinosum*), ca în Crimeea și Caucaz, Carpații de Vest, partea bulgară a Platformei Moesice și a depozitelor de tip carpatic, Tethysul Central și de Vest, plus regiunile alpine:

or tethysian value.

1. **Macrofauna.** 1.2. Bioevents of local (?) value: – The presence of the assemblage with *Pseudoxylloceras quadrinosum* (in the South Carpathians) in a lower Upper Campanian sequence of strata (according to foraminiferal planktonic and calcareous nannoplankton data) and in the other of the Lower Maastrichtian (including the foraminiferal assemblage of the lower part of the *Gansserina gansseri* Zone), while in other areas of the Tethys it is considered to lie close to the Campanian-Maastrichtian boundary. Excepting the first presence of the assemblage with *Inoceramus undahundus* and *I. kleini* which is of global value, the rest of the Santonian-Campanian macrofauna noted in Figure 1 are of regional value. 2. **Planktonic foraminifer.** 2.1. Bioevents of regional value for the Tethys: – The first occurrence (FO) of *Globotruncana bulloides* within the Lower Santonian, the last occurrence (LO) of *Marginotruncana paraconcavata* around or at the Lower-Upper Santonian boundary, the FO of *Globotruncana arca* towards the upper part of the Upper Santonian, the FO of *Globotruncanita elevata* (simultaneous with the LO of *Dicarinella asymetrica*) at the base of the Campanian, – all these bioevents being stratigraphically placed as in Crimeea,

Fig. 1 – Integrated biostratigraphy for the Santonian-Campanian of Romania.

Fig. 2 – Integrated biostratigraphy for the Maastrichtian of Romania.

Legend of signs for Figures 1 and 2: 1, Not biostratigraphically investigated; 2, Hiatus; Boundary marker bioevents for zones/subzone, 3, first occurrence, 4, last occurrence, 7 bloom; Auxiliary bioevents, 5, first occurrence, 6, last occurrence. IZ or IS₂, Interval Zone or Subzones; TRZ, Total Range Zone; CRZ, concurrent Range Zone; + new biostratigraphic unit; x biostratigraphic unit emend. in Romania. o, biostratigraphic unit from other zonal scales of Tethys. Key to fossils for Figures 1 and 2. Macrofauna: B, Belemnites; Bo, Bostrychoceras; Co, Conulus; Dip, Diplomoceras; Ga, Gauthiericeras; H, Hoplitoplacentoceras; Ho, Hoploscaphites; E, Echinocorys; I, Inoceramus; M(D), Menabites (Delawarella); Mi, Micraster; P, Pachydiscus; Pa, Parapuzosia; Pl, Placentoceras; Pr, Paratexanites; Px, Pseudoxylloceras; Tx, Texanites. Planktonic foraminifera: Ab, Abathomphalus; it, Ab. intermedius; my, Ab. mayaroensis; Ct, Contusotruncana; ct, Ct. contusa; m, Ct. manauensis; D, Dicarinella; as, D. asymetrica; G, Globotruncana; a, G. arca; ag, G. aegyptiaca; bu, G. bulloides; es, G. esnehensis; fs, G. falsostuati; gn, G. gagnebini; l, G. linneiana; rg, G. rugosa; Gl, Globotruncanella; Gn, Globoconusa; Gs, Gansserina; gs, gansseri; Gt, Globotruncanita; cl, Gt. calcarata; fc, Gt. falsocalcarata; sf, Gt. stuartiformis; st, Gt. stuarti; M, Marginotruncana; p, M. paraconcavata; Pl, Plummerita; Ra, Racemiguembelina; va, Ra. varians; Rt, Rugotruncana; k, Rt. kefiana. *Dinoflagellates*: Dy, Dinogymnium; De, D. euclacense; Dm, D. majus; I, Isabelidium; Oo, Oculopollis orbicularis; O, Odontochitina; Ocr, O. cribropoda; Oop, O. operculata; Pif, Palaeohystrichophora infusorioides; Su, Subtilisphaera; Si, Senoniasphaera inornata; T, Thalassiphora; Tp, T. pelagica; Tcc, Trichodinium castaneum; Tt, Trithiodinium; Tev, Tt. eviti; Tru, Triblastula utinensis; X, Xenascus; Xce, X. ceratioides. Pollen: Cv, Covexipollis; Cvc, Cv. convexigeminallus; K, Krutzschipollis; M, Megatripollis; Ms, M. santonium; Mg, M. glabrum; P, Pseudopapilipollis; Ppr, P. praesubhercynicus; Prot, Proteacidites; Ps, Pseudotrudopollis; Psp, Ps. pseudalnoides; S, Suemeghipollis; St, S. triangularis; Sem, Semioculopollis medius; Sub, Subtriporopollenites; Tn, Trudopollis cf. nonperfectus; Tr, Triporopollenites; V, Verruculopollis. Calcareous nannoplankton: A, Aspidolithus; pac, A. parvus constrictus; pap, A. parvus, parvus; Ak, Arkangelskiella; cy, Ak. cymbiformis s.s.; cym, Ak. cymbiformis minor; Bt, Biantholithus; sp, B. sparsus; C, Ceratolithoides; a, C. aculeus; ve, C. verbeekii; Ca, Calculites; o, Ca. obscurus; fl, Eprolithus floralis; se, Lithastrinus septenarius; L, Lucianorhabdus; cy, L. cayeuxii; Lt, Lithraphidites; q, Lt. quadratus; M, Micula; mu, M. murus; pr, M. prinsii; N, Nephrolithus; fr, N. frequens; Q, Quadrum; s, Q. sissinghii; tr, Q. trifidum; R, Reinhardtites; an, R. anthophorus; le, R. levis; Tr, Tranolithus; th, Thoracosphaera.



The figure is a complex geological correlation chart. It is organized into several vertical columns representing different geological regions and stages. The columns are labeled at the top: CONIACIAN, SANTONIAN, CAMPANIAN, MAASTRICHTIAN, TETHYAN REALM, EAST AND SOUTH CARPATHIANS, DOBROGEA (subsurface), and NE OF SOUTH DOBROGEA AND NE OF CENTRAL DOBROGEA. The chart shows various fossil zones and stratigraphic units. Key fossil groups include ammonites, planktonic foraminifera, nanofossils, dinoflagellates, and pollen. The chart is divided into several columns representing different geological regions and stages, with detailed stratigraphic columns and correlation lines. The stages are labeled at the bottom: UPPER CONIACIAN, LOWER SANTONIAN, LOWER CAMPANIAN, UPPER CAMPANIAN, LOWER MAASTRICHTIAN, and UPPER MAASTRICHTIAN. The chart also includes a legend for various symbols and abbreviations used throughout the diagram.

INTERNATIONAL ZONATION

accepted by Robaszynski et al. 1984

ANNONITES

Robaszynski et al. 1984

PLANKTONIC FORAMINIFERA

Intern. Zon. Caron 1985

PLANKTONIC FORAMINIFERA

El Kef section (TUNISIA) Salas 1982, 1983 for Upp. Mastr. PLANKTONIC FORAMINIFERA

SOUTH AND EAST CARPATHians

PLANKTONIC FORAM. Antonescu et al. 1989, Ion 1983 and 1997

NANNOPLANKTON Melinte, 1997

DINOFLAGELLATA MARIN D. Antonescu 1997

POLLEN CONT. MARIN D. Antonescu 1997

SOUTH DOBROGEA PLANKT. FORAM. Melinte in lon et al. 1995 and 1997

STAGES AND STAGES

MAASTRICHTIAN

72

CAMPANIAN

71

2

1

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

101

102

103

104

105

106

107

108

109

110

111

112

113

114

115

116

117

118

119

120

121

122

123

124

125

126

127

128

129

130

131

132

133

134

135

136

137

138

139

140

141

142

143

144

145

146

147

148

149

150

151

152

153

154

155

156

157

158

159

160

161

162

163

164

165

166

167

168

169

170

171

172

173

174

175

176

177

178

179

180

181

182

183

184

185

186

187

188

189

190

191

192

193

194

195

196

197

198

199

200

201

202

203

204

205

206

207

208

209

210

211

212

213

214

215

216

217

218

219

220

221

222

223

224

225

226

227

228

229

230

231

232

233

234

235

236

237

238

239

240

241

242

243

244

245

246

247

248

249

250

251

252

253

254

255

256

257

258

259

260

261

262

263

264

265

266

267

268

269

270

271

272

273

274

275

276

277

278

279

280

281

282

283

284

285

286

287

288

289

290

291

292

293

294

295

296

297

298

299

300

301

302

303

304

305

306

307

308

309

310

311

312

313

314

315

316

317

318

319

320

321

322

323

324

325

326

327

328

329

330

331

332

333

334

335

336

337

338

339

340

341

342

343

344

345

346

347

348

349

350

351

352

353

354

355

356

357

358

359

360

361

362

363

364

365

366

367

368

369

370

371

372

373

374

375

376

377

378

379

380

381

382

383

384

385

386

387

388

389

390

391

392

393

394

395

396

397

398

399

400

401

402

403

404

405

406

407

408

409

410

411

412

413

414

415

416

417

418

419

420

421

422

423

424

425

426

427

428

429

430

431

432

433

434

435

436

437

438

439

440

441

442

443

444

445

446

447

448

449

450

451

452

453

454

455

456

457

458

459

460

461

462

463

464

465

466

467

468

469

470

471

472

473

474

475

476

477

478

479

480

481

482

483

484

485</

– PA a speciilor *Globotruncana aegyptica* și *G. falsostuarti* (împreună cu *Globotruncanita calcarata*) în partea superioară a Campanianului superior, apariții timpurii ca în Tethysul Central și în unele regiuni ale Tethysului de Vest sau ale domeniului Alpin;

– UA a speciei *Abathomphalus mayaroensis* în cadrul părții terminale a Maastrichtianului superior, ca în regiunile de mică latitudine din domeniul Tethys (de ex. Tunisia, Egipt, Iraq, Pakistan). 2.2. Bioevenimente de valoare locală: – PA a speciei *Globotruncana linneiana* în Santonianul inferior; – UA a speciei *Globotruncanita falsocalcarata* în cadrul părții terminale a Maastrichtianului superior. 3. Microflora.

3.1. Bioevenimente de valoare locală pentru Tethys: – PA a speciilor și genurilor de polen *Verruculopolis*, *Krutzschipollis*, *Trudopollis nonperfectus* și *Semiculopolis medius* la limita Coniacian-Santonian; – PA a genului de dinflagelate *Isabelidinium* (*I. cooksoniae*) la baza Santonianului inferior, în timp ce în alte locuri ale Tethysului el apare în Turonianul inferior sau superior; – PA a polenului *Pseudopapilopolis praesubherczynicus* și a genurilor de dinoflagelate *Triporopollenites* și *Subtriporopollenites*, *Proteacidites* în Campanianul inferior, în timp ce în alte locuri din Tethys ele apar în Campanianul superior (ex. în Ungaria) sau în Fuvellian (Franța de sud-est); – UA *Xenascus ceratioides* și *Trichodinium castaneum*, PA *Thalasipora pelagica*. Următoarele bioevenimente nu sunt calibrate în România: – PA a speciilor de dinoflagelate *Dinogymnium majus* și *D. euclaense*, are loc în partea superioară a Campanianului inferior sau în baza sa ?; – PA a genurilor de polen *Convexipollis*, *Nudopollis* și *Pseudotrudopollis* (*Ps. pseudalnoides*) are loc simultan cu LO of *Gt. calcarata* sau mai târziu; – PA a dinoflagelatului *Trithirodinium evitti* are loc în Maastrichtian (este cunoscut începând din partea inferioară a Maastrichtianului superior în domeniul carpatic și în partea relativ superioară a Maastrichtianului inferior în domeniul sud dobrogean) sau în jurul UA a speciei *Gt. calcarata* ?.

4. Nannoplancton calcaros. 4.1. Bioevenimente de valoare locală pentru Tethys: – PA a speciei *Orastrum campanensis* și *Aspidolithus parvus parvus* în Santonianul superior, o apariție mai timpurie în comparație cu cea din Franța de sud-est, Tunisia, Spania unde există biozonări de referință; 4.2 Bioevenimente de valoare regională (?) sau tethysiană (?): – PA a speciilor *Quadrum sissinghi* urmată de cea a speciei *Q. trifidum* în partea inferioară a Campanianului superior, la nivele stratigrafice similare sau foarte puțin mai timpurii comparativ cu cele din Franța de sud-est și Tunisia, iar numai ultimele două bioevenimente sunt mai timpurii și în comparație cu Carpații de Vest; – PA a speciei *Lithraphidites quadratus*, urmată de PA a speciei *Micula murus* în cadrul părții inferioare a

Caucasus, Bulgarian part of the Moesian Platform and of the Carpathian facies, some West Tethyan areas; – The FO of *Globotruncana ventricosa* in the upper Lower Campanian, as in some West Tethyan and Alpine areas; – The FO of *Globotruncana rugosa* at the Lower-Upper Campanian boundary, as in Crimea and Caucasus of the east Tethys, West Carpathians, Bulgarian part of the Moesian Platform and of the Carpathians facies, Central and West Tethys areas, Alpine areas; – The FO of *Globotruncana aegyptica* and *G. falsostuarti* in the upper part of the Upper Campanian (together with *Globotruncanita calcarata*), an early appearance as in Central Tethys and in some West Tethys and Alpine areas; – The LO of *Abathomphalus mayaroensis* within the terminal part of the Upper Maastrichtian, as in the lower latitude Tethyan areas (e.g. Tunisia, Egipt, Irak, Pakistan). 2.2. Bioevents of local value: The FO of *Globotruncana linneiana* in the Lower Santonian; – The LO of *Globotruncanita falsocalcarata* within the terminal Upper Maastrichtian. 3. Microflora. 3.1. Bioevents of local value for the Tethys: – The FO of *Verruculopolis*, *Krutzschipollis*, *Trudopollis nonperfectus* and *Semiculopolis medius* pollen genera and species at the Coniacian-Santonian boundary; – The FO of *Isabelidinium* (*I. cooksoni*) dinoflagellate genus at the base of the Lower Santonian, while in the other Tethyan areas it appears in the Lower or Upper Turonian; – The FO of *Pseudopapilopolis praesubherczynicus* pollen species and of *Subtriporopollenites* and *Triporopollenites*, *Proteacidites* pollen genera in the upper Lower Campanian while in the other Tethyan areas they appear in the Upper Campanian (e.g. Ungaria) or in the Fuvellian (e.g. SE France); – LO of *Xenascus ceratioides* and *Trichodinium castaneum*, the FO of *Thalasipora pelagica* for Maastrichtian). The following bioevents are not well calibrated in Romania: – The FO of *Dinogymnium majus* and *D. euclaense* dinoflagellate species occur in the upper Lower Campanian or in the base of the Lower Campanian ?; – The FO of *Convexipollis*, *Nudopollis*, *Pseudotrudopollis* (*Ps. pseudalnoides*) pollen genera are simultaneous with the LO of *Globotruncanita calcarata* planktonic foraminiferal bioevent or later ?; – The FO of *Trithirodinium evitti* dinoflagellate species it is within the Maastrichtian (according to foraminifera data the first specimens are reported in the Carpathians approximately in the lower Upper Maastrichtian strata and in the South Dobrogea within the Lower Maastrichtian strata) or around the LO of *Globotruncanita calcarata* ?. 4. Calcareous nannoplankton. 4.1. Bioevents of local value in the Tethys: – The FO of *Orastrum campanensis* and *Aspidolithus parvus parvus* within the Upper Santonian, an early appearance comparative with



Maastrichtianului superior, PA a speciei *Nephrolithus frequens* în cadrul părții superioare a Maastrichtianului superior, toate aceste bioevenimente mai timpurii în comparație cu poziția lor stratigrafică în Tunisia.

În ce privește bioevenimentele care definesc limitele etajelor este de notat în plus față de Ion et al., 1996: – Baza Campanianului este marcată de UA a speciei *Dicarinella asymetrica* și/sau PA a speciei *Globotruncanita elevata*, primul eveniment fiind complementar iar cel de-al doilea principal deoarece există în România și faciesuri fără "concavate". Criteriul dat de UA a speciei *D. asymetrica* este în acord cu unele din recomandările făcute de Campanian Working Group, Bruxelles 1996; – După noile date și deciziile Maastrichtian W.G. Bruxelles 1996, PA a amonitului *Pachydiscus neubergicus* este criteriul de valoare globală pentru limita Campanian-Maastrichtian, iar în raport cu acest bioeveniment UA a speciei *Globotruncanita calcarata* are loc mult mai jos, în Campanianul superior. Pentru această limită sunt în studiu posibilele criterii complementare de valoare globală or tethysiană date de foraminifere, microflora, nanoflora etc. În România nu avem date macrofaunistice pentru limita Campanian-Maastrichtian iar din punct de vedere al foraminiferelor planctonice după noile date ea ar trebui plasată în cadrul intervalului ocupat de zona *G. falsostuarti*; PA a nannoplancitonului *Arkhangelskiella cymbiformis* s.s. și/sau PA a genurilor de polen *Convexipollis*, *Nudopollis*, *Pseudotrudopollis* (*Ps. pseudalnoides*) ar putea fi posibile bioevenimente index pentru această limită (?); – Cu rare excepții bioevenimentele întâlnite în România în jurul și la limita Maastrichtian-Paleocen sunt de valoare globală sau tethysiană. Limita este marcată prin: PA a "globigerinelor mici" din baza Danianului, UA a nannoplancitonului *Nephrolithus frequens*, a genului *Dinogymnium* și speciei *Triblastula utinensis* dintre dinoflagelate, cât și a polenului *Suemeghipollis triangularis*; urmează imediat "bloomul" genului *Thoracosphaera* iar mai sus apare *Biantholithus sparsus*.

tethyan reference biozonation in SE France, Tunisia, Spain. 4.2. Bioevents of regional (?) or tethyan (?) value). – The FO of *Quadrum sissinghi* followed by *Q. trifidum* in the lower Upper Campanian, at similar or little early stratigraphic levels comparative to those from SE France, Tunisia; – The FO of *Lithraphidites quadratus* followed by the FO of *Micula murus*, within the lower Upper Maastrichtian, the FO of *Nephrolithus frequens* within the upper part of the Upper Maastrichtian, early appearances comparative with those known in Tunisia.

Concerning the bioevents which define in Romania some stage boundaries it is to note:

– The base of the Campanian is marked by the LO of *Dicarinella asymetrica* and the FO of *Globotruncanita elevata*, the former event complementary and the latter is principal, existing also the facies without "concavates" (without *D. asymetrica* and *D. concavata*) cf. detailed data in Ion et al., 1996). For this boundary, the LO of *D. asymetrica* criterion is in accord with some recommendations of the Campanian Working Group, Bruxelles Symposium 1996; – According to the new data and to the decisions of the Maastrichtian W. Gr. Bruxelles Symp., 1996, the FO of *Pachydiscus neubergicus* is the global bioevent which marks the Campanian-Maastrichtian boundary and the LO of *Globotruncanita calcarata*, – the "classical" planktonic foraminiferal criteria for this limit – , in fact they is situated more below this ammonite datum level. In Romania there is no macrofauna for this boundary, and according to new data in point of view of planktonic foraminifera it must be probably placed within the *Globotruncana falsostuarti* Zone; the FO of *Arkhangelskiella cymbiformis* s.s. nannoplankton and/or the FO of *Convexipollis*, *Nudopollis* and *Pseudotrudopollis* (*Ps. pseudalnoides*) pollen genera are possible markers for it (?); – The Maastrichtian-Paleocene boundary is marked by global or tethyan bioevents as the FO of the basal Danian "petites globigerines" (e.g. of type *eugubina*, *fringa*, *trifolia*, *minutula*), the LO of *Nephrolithus frequens* nannoplankton species, *Dinogymnium* and *Triblastula utinensis* from dinoflagellates, *Suemeghipollis triangularis* pollen species; the "bloom" of *Thoracosphaera* follows immediately succeeded by the FO of *Biantholithus sparsus* nannoplankton species.

Other papers (Ion et al., 1996b) have already exposed the new or emended biostratigraphical units established in the Santonian-Maastrichtian from Romania. Additional to these for the nannoplankton (Melinte in Ion et al., 1997) are: *Aspidolithus parvus constrictus* new zone (Lower Campanian pro parte); *Quadrum trifidum* (Upper Campanian pro parte and (?) basal Lower Maastrichtian) and *Arkhangelskiella*



cymbiformis s.s. (Lower Maastrichtian - basal Upper Maastrichtian) emended zones.

Selected references

- Ion, J., Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L. (1996a) Interrelated biostratigraphy on the basis of macrofauna, planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton, pollen, dinoflagellates, in the Santonian-Campanian deposits from Romania. *Anuar IGR*, 69, I, p. 134-140, București.
- , Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L. (1996b) Tentative for a interrelated standard zonation – on the basis of macrofauna, planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton, pollen and dinoflagellatus – for the Upper Cretaceous deposits from Romania.
- , Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L. (1997) Corelarea biostratigrafică a Cretacicului superior din România. (Raport de sinteză). Arhiva I.G.R., București. *Rom. J. Stratigraphy*, 77 (in press), București.
- Odin, G.S. (compiler) with contributions by Hancock, J.M., Antonescu, E., Bonnemaison, M., Caron, M., Cobban, W.A., Dhondt, A.V., Gaspard, D., Ion, J., Jagt, J.M., Kennedy, W.J., Melinte, M., Neraudeau, D., von Salis, K., Ward, D.P. (1996) Definition of a Global Boundary Stratotype Section and Point for the Campanian-Maastrichtian boundary. *Bull. de l'Inst. Royal des Sc. Nat. de Belgique, Sc. de la Terre*, 66 supp., p. 111-117.



STUDII PENTRU SCARA BIOSTRATIGRAFICĂ STANDARD A NEOGENULUI – SUBCARPAȚII MUNTENIEI STUDIES FOR NEOGENE BIOSTRATIGRAPHIC SCALE – MUNTENIAN SUBCARPATHIANS

M. MĂRUNȚEANU, I. PAPAIANOPOL, Gh. POPESCU, R. OLTEANU, S. PESTREA, R. MACALEȚ

Studiul nostru a avut ca obiectiv prioritar caracterizarea biostratigrafică a fiecărei unități cronostratigrafice neogene, pe baza corelărilor biozonale integrate ale diferitelor grupe de organisme fosile (fig.), cantonate în sedimentarul mio-pliocen al Subcarpaților Munteniei.

Aquitanian. Limita Chattian-Aquitanian (sau Oligocen-Miocen) pare a corespunde debutului Zonei *Globigerinoides primordius* de foraminifere, fiind marcată de primele ocurențe ale speciilor *Globigerinoides primordius* și *Globoquadrina praedehiscens*. De asemenea, la același nivel, a fost observată și prima apariție a nanofosilului *Helicosphaera mediterranea*, într-o asociație aparținând Zonei *Sphenolithus ciperoensis* (NP 25) de nannoplankton.

Conținutul fosilifer al depozitelor aquitaniene caracterizează Zonele *Flabellipecten carryensis* și *Chlamys gigas* de moluște; *Globigerinoides primordius* și parțial *Globigerinoides triloba*, de foraminifere; partea superioară a Zonei *Sphenolithus ciperoensis* (NP 25), Zona *Triquetrorhabdulus carinatus* (NN 1) și Subzona *Sphenolithus dissimilis* (NN 2a) de nannoplankton.

Burdigalian. Limita Aquitanian-Burdigalian este evidențiată de începutul Zonei *Pecten hornensis* de moluște și a Subzonei *Helicosphaera kamptneri* (NN 2b) de nannoplankton. Subliniem faptul că prima ocurență a nanofosilului *Helicosphaera ampliaptera* s-a dovedit un foarte bun marcator al acestei limite.

Întregul Burdigalian se caracterizează prin Zona *Pecten hornensis* de moluște, partea superioară a Zonei *Globigerinoides triloba* și Zona *Globigerina angustiumbilitata* de foraminifere, Subzona *Helicosphaera kamptneri* (NN 2b) împreună cu Zona *Sphenolithus belemnus* (NN 3) și Subzona *Discoaster adamantus* (NN 4a) de nannoplankton.

Langhian. Limitele biostratigrafice ale acestui etaj pot fi ușor identificate mai ales pe baza asociațiilor de foraminifere. Limita inferioară corespunde în aria subcarpatică (ca de altfel în întreg Paratethysul Central) unei invazii de faună marină mediteraneană (primele ocurențe ale *Candorbulinelor* și a lui *Globigerinoides sicanus*). Limita superioară este marcată de primele apariții ale genului endemic *Velapertina*, precum și

The main target of this study has been the biostratigraphic characterization of the every Neogene chronostratigraphic unit by means of all local/regional fossil traces (Fig.), found in the Mio-Pliocene deposits from the Muntenian Subcarpathians.

Aquitanian. The Chattian-Aquitanian (Oligocene-Miocene respectively) boundary should correspond here with first appearance datum plane of *Globigerinoides primordius* and *Globoquadrina praedehiscens* (= the base of the *Globigerinoides primordius* Zone). This datum plane coincides with the first occurrence of the nanofossil *Helicosphaera mediterranea*, that was recorder together with other species, belonging to the *Sphenolithus ciperoensis* (NP 25) Zone.

The deposits assigned to the Aquitanian stage contain: a mollusc assemblage, typical of the *Flabellipecten carryensis* and *Chlamys gigas* Zones; the foraminifera species belonging to the *Globigerinoides primordius* and *Globigerinoides triloba* (parts) Zones; the calcareous nannoplankton that characterizes the *Sphenolithus ciperoensis* (NP 25) Zone, *Triquetrorhabdulus carinatus* (NN 1) Zone and *Sphenolithus dissimilis* (NN 2a) Subzone.

Burdigalian. The Aquitanian-Burdigalian boundary was established at the base of the molluscs Zone *Pecten hornensis*, or at the base of nannoplankton Subzone *Helicosphaera kamptneri* (NN 2b). It is to be emphasized that the first occurrence of the nanofossil *Helicosphaera ampliaptera* is a good marker for the debut of the Burdigalian.

The defining zones of the Burdigalian stage, in the Subcarpathians area, are *Pecten hornensis* Zone by molluscs, upper part of the *Globigerinoides triloba* and *Globigerina angustiumbilitata* Zones by foraminifera, or *Helicosphaera kamptneri* (NN 2b) Subzone, *Sphenolithus belemnus* (NN 3) Zone and *Discoaster adamantus* (NN 4a) Subzone by nannoplankton.

Langhian. The biostratigraphic boundaries of the Langhian could be identified by means of foraminifera. The lower boundary correspond, in the Subcarpathians area (and in the whole Central Paratethys), to the marine Mediterranean faunal invasion (*Candorbulina* - *Globigerinoides sicanus* first occurrences). The upper



UNITATI CRONOSTRATI- GRAFICE			M O L U S T E		OSTRACODE	F O R A M I N I F E R E		NANNOPLANKTON	
			Z O N E	TAXONI INDEX	TAXONI INDEX	ZONE	TAXONI INDEX	ZONE	TAXONI INDEX
P L O C E N	ROMANIAN	VALAHIAN	Ebersinia milcovensis Rugunia riphaei	†Psilodon stefanescui †Jazkoo sturdae †Viviparus bifurcatus †Rugunia lenticularis †Zamphiridacna zamphiri †Psilodon haueri †Euxinocythere gratioasa †Euxinocythere ultima †Scotia browniana †Cypris mandelst †Ramonella dacia †Eucypris famosa					
		PELEN- DAVIAN	Rugunia len- ticularis Rugunia majsvari		Bulimus vuka- tinovici Melanopsis porumbari				
		SIENSIAN	Viviparus falconensis Viviparus bifurcatus						
	DACIAN	PARSCO- VIAN	Prosodacna (Psi- lodon) stefanescui Prosodacna (Psilodon) haueri		Zamphiridacna zamphiri Limnodacna rumana				
		GETIAN	Pachydacna (Pach- .) socialis Pachydacna (Pa- pach.) serena		Prosodacna (Psi- lodon) munieri Zamphiridacna cucestiensis				
	PONTIAN	BOSPHO- RIAN	Phyllocardium planum Pantalmira constantiae		Lunadacna lunae Charactaconcha gigantea				
		PORTA- FERRIAN	Congeridacna rhomboida Congeridacna subrhomboid		Parvidacna planicostata Zamphirid- portaterrica				
		ODESSIAN	Paradacna abichi						
	MEOTIAN	MOLDAVIAN	Congeridacna navicula Dreissenomya unionides Dreissenomya rumana Congeridacna panticapea						
		OLTENIAN	Dosinia maeotica Congeridacna homoplatoidea Teisseyreomya subatava Congeridacna motasi						
M I D C E N	SARMATIAN	CHERSO- NIAN	Macra bulgarica Macra caspia						
		BESA- RABIAN	Macra labreana Cryptomacra pesanensis						
		VOLHYNIAN	Abra reflexa						
	BADENIAN	KOSSOVIAN	Chlamys wolffi						
		LANGHIAN	Chlamys nodosiformis Neopycnodonte navicularis						
	BURDIGALIAN		Pecten hornensis						
			Chlamys gigas Flabellipecten caryensis						
	AQUITANIAN								

Fig. - Corelarea biostratigrafică a Neogenului - Subcarpații Munteniei



de extincția faunei mediteraneene.

Întregul etaj corespunde Zonelor *Candorbulina glomerosa*, *Candorbulina universa* și *Globigerina druryi/decoperta* de foraminifere; *Neopychnodonte navicularis* și *Chlamys nodosiformis* de moluște; Subzonei *Calcidiscus leptoporus* (NN 4b), Zonei *Sphenolithus heteromorphus* (NN 5) și bazei Zonei *Discoaster exilis* (NN 6) de nannoplancton calcaros.

Kossovian. Conținutul fosilifer caracteristic acestui etaj este predominant alcătuit din foraminifere și nannoplancton. Baza Kossovianului corespunde primei apariții a genului *Velapertina*, însoțit de o faună boreală tipică, reprezentată prin radiolari, silicoflagellate, ebride și foraminiferul marker *Pavonitina styrica*. Topul acestuia coincide cu extincția organismelor marine și apariția faunei salmastre în baza Sarmatianului.

Asociația de nannofosile este tipică pentru Subzona *Scapholithus fossils* (NN 6b). În ceea ce privește fauna de ostracode, s-a remarcat faptul că depozitele kossovienne pot fi încadrate între primele ocurențe ale speciilor *Hemicytheria omphaloides* și *Aurila notata*.

Sarmatian (Volhynian, Basarabian, Chersonian). Limitele subetajelor Volhynian-Basarabian și Basarabian-Chersonian corespund primelor ocurențe ale bivalvelor *Cryptomactra pesanseris* și respectiv *Mactra bulgarica*, precum și ale ostracodelor *Miocyprideis sarmatica* și respectiv *Loxoconcha potentis*. Conținutul paleontologic al întregului etaj Sarmatian este reprezentat prin asociațiile Zonelor de moluște *Abra reflexa* (Volhynian), *Cryptomactra pesanseris/Mactra fabreana* (Basarabian) și *Mactra bulgarica/Mactra caspia* (Chersonian).

Genurile și speciile endemice de foraminifere sunt cantonate numai în formațiunile Sarmatianului inferior și mediu, ele putând fi încadrate în Zonele *Lobatula dividens*, *Varidentella reussi*, *Parellina regina*, volhyniene și *Dogielina sarmatica*, *Porosonion aragviensis*, basarabiene.

Nannofosilele calcaroase, frecvente în depozitele volhyniene și basarabien inferioare, aparțin Zonelor *Discoaster kugleri* (NN 7), *Catinaster coalitus* (NN 8), *Discoaster hamatus* (NN 9). Este posibil ca nannoplanctonul endemic basarabian superior-chersonian să corespundă Zonei *Discoaster calcaris* (NN 10).

Meotian (Oltenian, Moldavian). Biostratigrafic, Meotianul este cuprins între primele ocurențe ale bivalvelor *Congeria motasi* și *Congeria rumana*, limita dintre cele două subetaje fiind aproximată de prima apariție a *Congeriei panticapea*.

Zonele de moluște, caracteristice acestui etaj, sunt *Congeria motasi*, *Teisseyreomia subatava* / *Congeria homoplatoides* *Dosinia maeotica* pentru Oltenian, precum și *Congeria panticapea*, *Dreissenomya rumana* / *Dreissenomya unionides* și *Congeria navicula* pentru

boundary is marked by the first occurrence of the endemic planktonic foraminiferal genus *Velapertina* and the extinction of the Mediterranean fauna.

Biostratigraphically, in the Langhian deposits were separated: *Candorbulina glomerosa*, *Candorbulina universa* and *Globigerina druryi/decoperta* Zone, by foraminifera; *Calcidiscus leptoporus* (NN 4b), Subzone, *Sphenolithus heteromorphus* (NN 5) Zone and the base of the *Discoaster exilis* (NN 6) Zone, by nannoplankton.

Kossovian. The fossil remnants contents of the Kossovian deposits mainly consist of foraminifera and nannoplankton. The base of the Kossovian corresponds to the first appearance of the genus *Velapertina* accompanied by a typical Boreal fauna, represented by radiolarians, silicoflagellates, ebridians and also the foraminifer *Pavonitina styrica* (as marker). The top coincides with the extinction of the marine fossils and the appearance of the brackish fauna (in the base of Sarmatian).

The nannofossils assemblage is typical of the *Scapholithus fossils* (NN 6b) Subzone.

As concerns the ostracod fauna, the Kossovian deposits range between the first appearance of *Hemicytheria omphaloides* and the first occurrence of *Aurila notata*.

Sarmatian (Volhynian, Basarabian, Chersonian). The boundaries Volhynian-Basarabian and Basarabian-Chersonian substages correspond to the first mollusc occurrences of *Cryptomactra pesanseris* and *Mactra bulgarica* respectively; by ostracods these two boundaries coincide with the first appearance of *Miocyprides sarmatica* and *Loxoconcha potentis*, respectively.

In the Sarmatian deposits, three mollusc biozones were distinguished: *Abra reflexa* (Volhynian), *Cryptomactra pesanseris/Mactra fabreana* (Basarabian) and *Mactra bulgarica/Mactra caspia* (Chersonian) Zones. The foraminifers are well represented by endemic genera and species. In the Sarmatian deposits from the Subcarpathians were separated: *Lobatula dividens*, *Varidentella reussi*, and *Parellina regina* Zones in Volhynian, *Dogielina sarmatica* and *Porosonion aragviensis* Zones in Basarabian. The frequent calcareous nannofossils belong to the *Discoaster kugleri* (NN 7), *Catinaster coalitus* (NN 8), *Discoaster hamatus* (NN 9) Zones and probably the lower part of the *Discoaster calcitus* (NN 10) Zone for the Upper Basarabian-Chersonian time interval.

Meotian (Oltenian, Moldavian). This stage comprises the stratigraphic interval between the first appearance of *Congeria motasi* to the first occurrence of *Congeria rumana*; the Oltenian-Moldavian substage boundary is approximated near the first appearance



Moldavian.

Ostracodele, cu o pondere însemnată în depozitele meotiene, sunt reprezentate prin diferite specii, aparținând în special genurilor *Loxoconcha* și *Hemicytheria*. Specia *Drobetaella mirabilis* marchează prin apariția sa generică baza Meotianului.

Nannofosilele calcaroase, dezvoltate discontinuu stratigrafic, se încadrează în Zonele *Discoaster calcaris* (NN 10) și parțial în *Discoaster quinquerramus* (NN 11).

Pontian (Odessian, Portaferrian, Bosphorian). Pontianul debutează odată cu primele apariții ale bivalvei *Congeria rumana* sau ale ostracodelor *Bakunella* div. sp. Limitele subetajelor Odessian-Portaferrian și Portaferrian-Bosphorian sunt marcate de primele ocurențe ale moluștelor *Congeria rhomboidea* și respectiv *Lunadacna lunae/Pontalmyra constantinae*. Separarea mai multor zone de lamelibranhiate (fig.) a fost impusă de varietatea asociațiilor, determinată de diversitatea mediului biotic.

Ostracodele oferă o riguroasă subdivizare a Pontianului, prin aparițiile generice ale genurilor *Bacunella/Pontoniella* în baza Odessianului, *Paraloxoconcha/Pontoleberis* la începutul Portaferrianului, *Amplocypris/Cytherissa* în baza Bosphorianului.

Nannoplanctonul clacaros este rar întâlnit în depozitele pontiene și nesemnificativ pentru o riguroasă încadrare zonală.

Dacian (Gețian, Parscovian). Etajul debutează cu primele ocurențe ale bivalvelor *Pachydacna socialis/Zamphiridacna orientalis* și ale ostracodelor *Tubercandona ornata/Candona nikolovi*, limita Gețian-Parscovian fiind marcată de primele apariții ale moluștelor *Zamphiridacna zamphiri/Psilodon haueri* și ale ostracodului *Euxinocythere gratiosa*. Conturarea mai multor zone de moluște, caracteristice acestui etaj (fig.), a fost impusă de varietatea biofacială ale grupelor de organisme menționate.

În Subcarpații Munteniei, pe o serie de profile necomentate în această lucrare, în depozitele dacian inferioare a fost identificată o asociație de nannoplancton cu *Discoaster pansus*, aparținând Zonei *Amaurolithus tricorniculatus* (NN 12).

Romanian (Siensian, Pelendavian, Valahian). Debutul Romanianului corespunde primelor ocurențe ale moluștelor *Jaskoa sturdze/Viviparus bifarcinatus*, iar limitele Siensian-Pelendavian și Pelendavian-Valahian sunt marcate de primele apariții ale bivalvei *Rugunio lenticularis* și respectiv, ale speciilor de ostracode aparținând genului *Limnocythere*. Întregul etaj poate fi caracterizat biostratigrafic pe baza asociațiilor de moluște (fig.), ostracodele fiind puternic legate de faciesuri, iar organismele planctonice lipsind în totalitate.

of *Congeria panticapea*. In the Meotian the following mollusc biozones were recognized: *Congeria motasi*, *Teisseyreomia subatava/Congeria homoplatoides*, *Dosinia maeotica* Zones in Oltenian and *Congeria panticapea*, *Dreissenomya rumana/Dreissenomya unionides*, *Congeria navicula* Zones in the Moldavian.

The ostracods are very well represented by species belonging to the genera *Loxoconcha*, *Hemicythere*, etc. Some of them (e.g. *Drobetaella mirabilis*) constitute marker species for the base of the Meotian stage.

Calcareous nannofossils, belonging to the *Discoaster calcaris* (NN 10) and *Discoaster quinquerramus* (NN 11) Zones, occur discontinuously in the Meotian deposits.

Pontian (Odessian, Portaferrian, Bosphorian). The Pontian deposits start biostratigraphically with the first occurrences of *Congeria rumana* (mollusc) and *Bakunella* div. sp. (ostracods). The boundaries Odessian-Portaferrian and Portaferrian-Bosphorian substages are marked by the first occurrences of the *Congeria rhomboidea* and *Lunadacna lunae/Pontalmyra constantinae* molluscs species respectively. The separation of the alternative mollusc zones (fig.) for the same stratigraphic interval was induced by the paleoenvironment.

The ostracods offer the most occurrence biostratigraphic zonation of the Pontian, because of the first occurrences of genera *Bacunella/Pontoniella* at the Odessian base, *Paraloxoconcha/Pontoleberis* between Odessian and Portaferrian, and *Amplocypris/Cytherissa* at the debut of Bosphorian.

The calcareous nannoplankton is very rare in the Pontian deposits; the recorded species are insignificant without a biostratigraphic significance.

Dacian (Getian, Parscovian). The base of the Dacian stage is marked by the first occurrence of *Pachydacna socialis/Zamphiridacna orientalis* (molluscs), as well as the first appearance of *Tubercandona ornata/Candona nikolovi* (ostracods). The Getian-Parscovian boundary is defined by the first occurrences of the marker species *Zamphiridacna zamphiri/Psilodon haueri* (bivalvs) or/and *Euxinocythere gratiosa* (ostracod). The local paleoenvironment features have determined the development of one or another marker species for one and the same stratigraphical interval (Fig.).

In the Muntenian Subcarpathians, in some sections, the Early Dacian deposits contain the nannofossils assemblages with *Discoaster pansus*, belonging to the *Amaurolithus tricorniculatus* (NN 12) Zone.

Romanian (Siensian, Pelendavian, Valahian). The base of this stage corresponds to the first occurrence of the *Jaskoa sturdze* and *Viviparus bifarcinatus* mollusc species. The Siensian-Pelendavian and Pelendavian-Valahian boundaries are marked by the first appear-



În Subcarpații Munteniei, diversificarea conținutului fosilifer neogen este strâns legată de paleomediul ariei de sedimentare. Astfel, depozitele predominant marine ale intervalului Aquitanian-Kossovian conțin în special foraminifere și nannoplancton; sedimentele salmastre ale sarmațianului abundă în moluște și ostracode, însoțite uneori de foraminifere și nannoplancton; formațiunile atribuite intervalului Meotian-Romanian, depuse în medii progresiv dulcicole, conțin moluște și ostracode însoțite rareori de nanfosile, ale căror proveniență poate fi explicată numai prin admiterea unor scurte ingresiuni marine.

range of *Rugunio lenticularis* (mollusc) and *Limnocythere* genus (ostracod) respectively.

The substages of the Romanian stage could be biostratigraphically characterized by molluscs. The other fossil groups are strongly connected to the paleoenvironment (e.g. Ostracoda) or are absent (Foraminifera and calcareous nannoplankton).

In the Muntenian Subcarpathians, the Neogene fossils contents are influenced by the paleoenvironment of the sedimentary area. Thus, predominant marine deposits of the Aquitanian-Kossovian time interval contain especially Foraminifera and calcareous nannoplankton; the Sarmatian brackish sedimentation is characterized by the endemic Foraminifera, Ostracoda and Mollusca assemblages and by cosmopolite nanfosils; beginning with the Late Sarmatian to the Romanian, the salinity of the basinal waters was progressively decreasing to fresh waters, establishing the occurrences of the endemic mollusc and ostracods, as well as the discontinuous stratigraphic distribution of the nanfosils.

ASPECTE BIOSTRATIGRAFICE ALE SARMAȚIANULUI INFERIOR
DIN ZONA SALCIA (JUDEȚUL PRAHOVA)
BIOSTRATIGRAPHICAL ASPECTS OF THE LOWER SARMATIAN
IN SALCIA AREA (PRAHOVA COUNTY)

E. MUNTEANU, M.-T. MUNTEANU

Depozitele sarmațian-inferioare (volhyniene) dintre satele Salcia și Piatra Mică (flancul intern al Avânssei Carpatice) apar pe văile Vizuina, Coasele, Oancea, Izvorul Păcurii (anticlinalul Salcia) precum și pe văile Salcia și Rotăria (anticlinalul Apostolache - Buda - Crăciunești).

Cercetări geologice în această zonă au fost întreprinse de către Preda (1925), Krejci - Gräf și Wenz (1931), Joja (1940), Iorgulescu (1953), Nicolescu (1963, 1964), Andreescu (in Papp et al., 1974), Motaș et al. (1976), Papaianopol (1992).

Pe baza conținutului de moluște și foraminifere, am separat Volhynianul inferior și Volhynianul superior în ambele anticlinale (fig. 1, 2).

Volhynianul inferior

Litostratigrafic, depozitele volhynian-inferioare ale Depresiunii Valahe au fost atribuite "Orizontului marnelor inferioare" (Olteanu, 1951), "Complexului inferior, S₁" (Iorgulescu, 1953), "Stratelor cu Anomalinoidea" (Andreescu, in Papp et al., 1974) și "Formațiunii de Tătaru, Membrul Dara" (partea inferioară; Papaianopol, 1992).

Depozitele volhynian-inferioare sunt predominant pelitice: argile calcaroase gri-deschise și argile silteice, având grosimi între 10-90 m. Două intercalații de gips (5 și respectiv 1 m grosime) au fost identificate în partea superioară a acestor depozite din valea Vizuinei. Intercalațiile corespund celor cunoscute din valea Oancei, care sunt fosilifere (Joja, 1970; Nicolescu, 1963, 1964; Papaianopol, 1992).

Este de menționat că, pe valea Salciei, au fost remarcate intercalații decimetrice de argile bentonitice și o intercalație de tuf (1 m grosime).

Limita Badenian - Sarmatian, observată pe valea Vizuinii, corespunde înlocuirii faunei marine din argilele kossoviene verzui-cenușii și reprezentată prin: *Velapertina indigena* (LUCZK.), *V. luczkowskiae* POPESCU, *Globigerina tarchanensis* (SUBB. & CHIT.), *Spiralis hospes* (ROLLE), cu o faună salmastră caracterizată prin dezvoltarea excesivă a speciei *Lobatula dividens* (LUCZK.).

De pe valea Vizuinei a fost colectată o faună bogată

The Lower Sarmatian (Volhynian) deposits between Salcia and Piatra Mică villages (inner flank of the Carpathian Foredeep) occur in Vizuina, Coasle, Oancea, Izvorul Păcurii Valleys (Salcia Anticline) as well as in Salcia and Rotăria Valleys (Apostolache-Buda-Crăciunești Anticline).

The geological researches in this area were carried out by Preda (1925), Krejci-Gräf & Wenz (1931), Joja (1940), Iorgulescu (1953), Nicolescu (1963, 1964), Andreescu (in Papp et al., 1974), Motaș et al. (1976), Papaianopol (1992).

Based on the molluscan and foraminiferal content, we have separated Lower Volhynian and Upper Volhynian in both anticlines (Figs. 1, 2).

Lower Volhynian

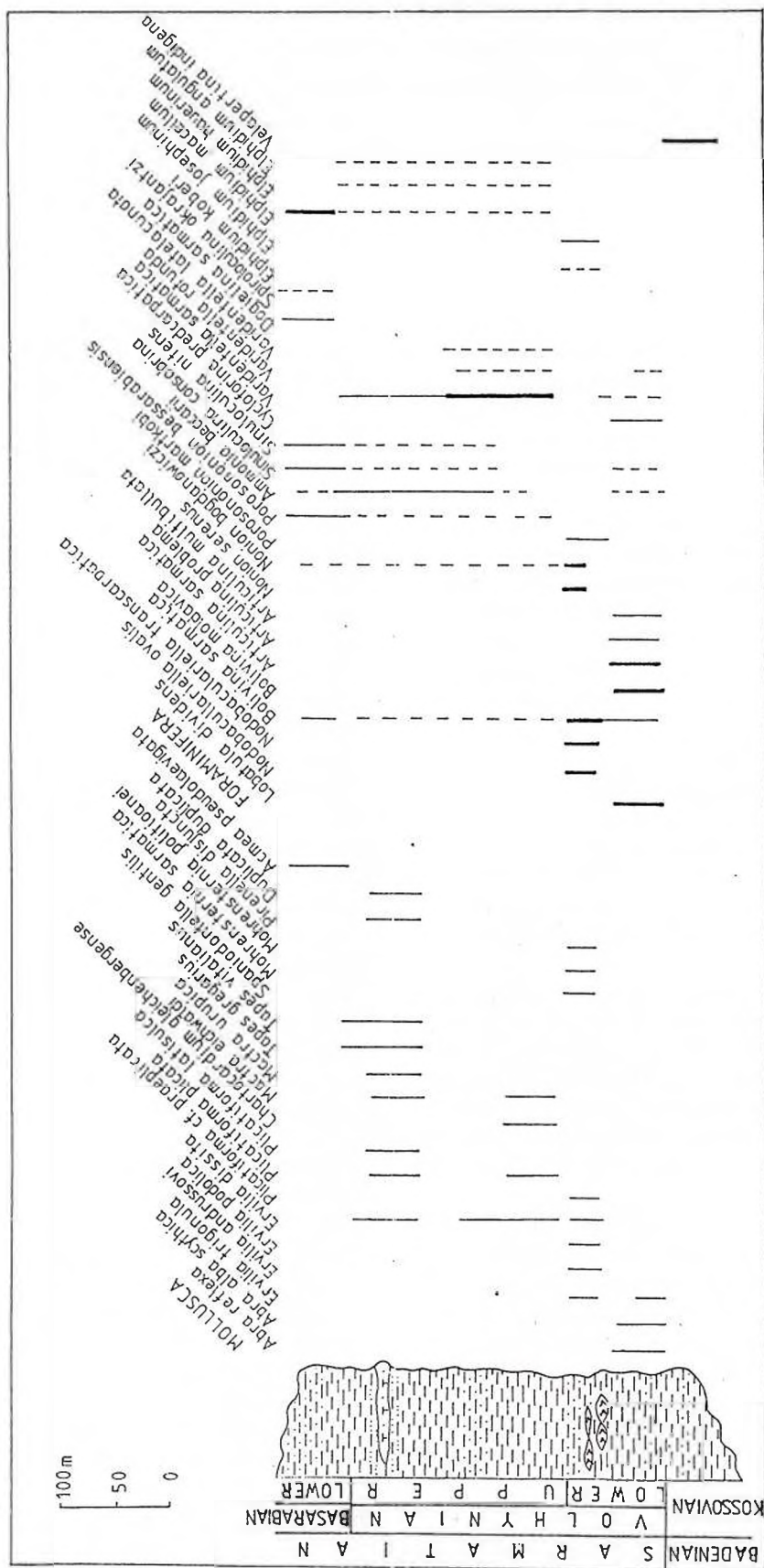
Lithostratigraphically, the Lower Volhynian deposits of the Wallachian Depression have been assigned to the "Lower Marls Horizon" (Olteanu, 1951), to the "Lower Complex, S₁" (Iorgulescu, 1953), to the "Anomalinoidea Beds" (Andreescu, in Papp et al., 1974) and to the "Tătaru Formation, Dara Member" (its lower part; Papaianopol, 1992).

The Lower Volhynian deposits are dominantly pelitic: light grey calcareous clays and silty clays, having thickness between 10 and 90 m. Two gypsiferous intercalations (5 and 1 m in thickness, respectively) were identified in the upper part of these deposits in the Vizuina Valley. The intercalations correspond to the ones known in the Oancea Valley, which are fossiliferous (Joja, 1940; Nicolescu, 1963, 1964; Papaianopol, 1992).

It is to mention that, in the Salcia Valley, decimetric intercalations of bentonic clays and a tuff intercalation (1 m in thickness) have been remarked.

The Badenian-Sarmatian boundary, observed in the Vizuina Valley, corresponds to the replacement of the normal salinity fauna from Kossovian green-grey clays represented by: *Velapertina indigena* (LUCZK.), *V. luczkowskiae* POPESCU, *Globigerina tarchanensis* (SUBB. & CHIT.), *Spiralis hospes* (ROLLE), by the brackish one with the explosive occurrence of the species *Lobatula dividens* (LUCZK.).





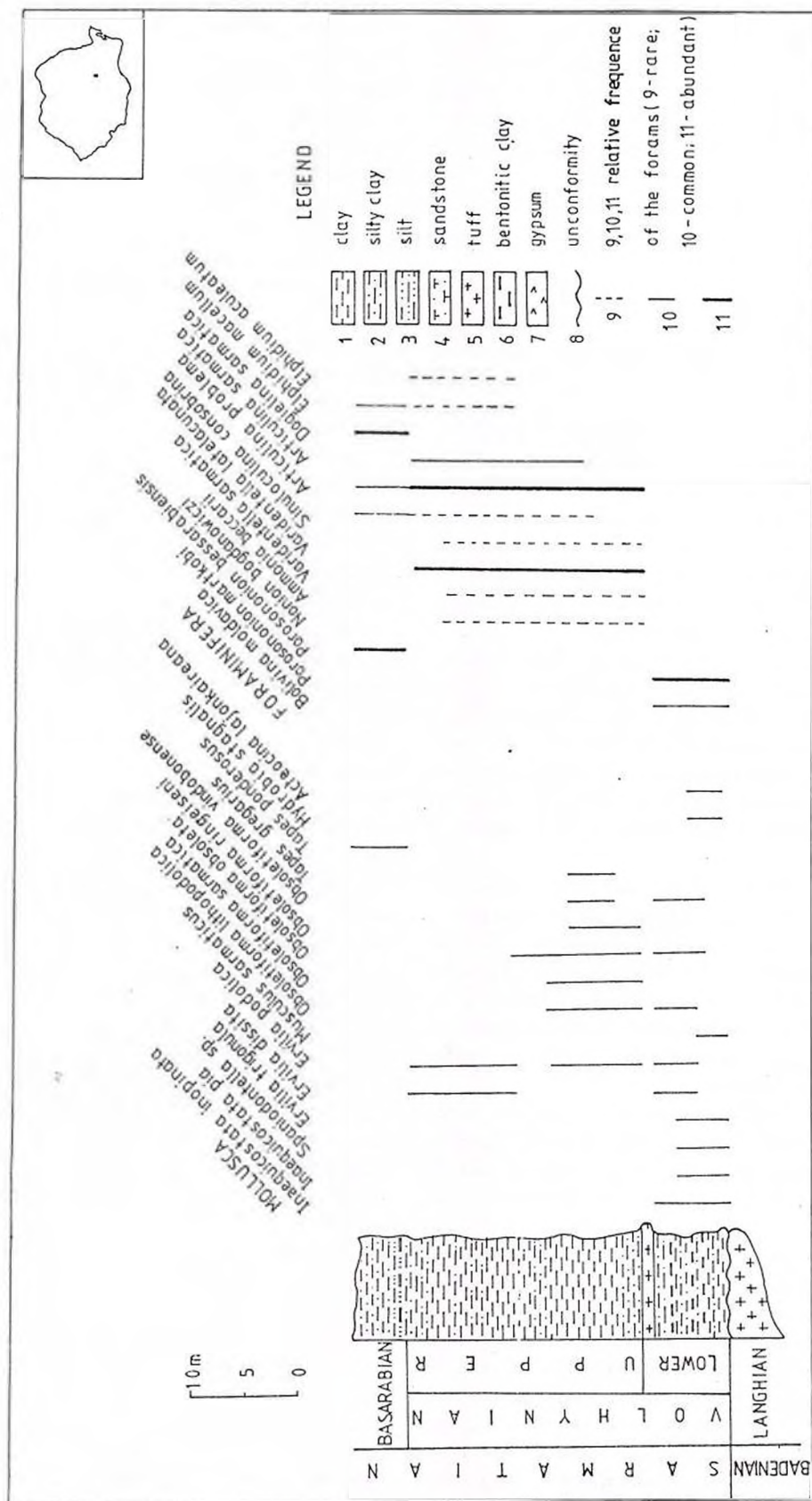


Fig. 2. Main molluscan and foraminiferal taxa distribution in Volhynian deposits from Apostolache-Buda-Crăciunști Anticline

Volhynian - inferioară: *Abra reflexa* (Eich.), *A. alba scythica* (SOK.), *Ervilia trigonula* (SOK.), *Pseudamnicola* sp., *Lobatula dividens*, *Articulina multibullata* LUCZK., *A. sarmatica* (KARR.), *A. problema* BOGD., *Bolivina moldavica* DIDK., *Varidentella rotunda* (GERKE), *Cycloforina predcarpatica* (SER.), *C. stomata* LUCZK., ostracode and bryozoa.

Trebuie semnalată și dezvoltarea exuberantă a speciilor *Bolivina sarmatica* DIDK. și *B. nisiporenica* DIDK. în văile Izvorul Păcurii și Oancei.

Fauna inclusă în gipsul fosilifer de pe valea Oancei este de vârstă volhynian - inferioară și conține moluște și foraminifere. Cei mai caracteristici taxoni sunt: *Ervilia trigonula*, *Plicatiforma* cf. *praeplicata* (HILB.), *Spaniodontella gentilis* (EICHW.), *Mohrensternia sarmatica* FRIEDB., *M. polițioanei* JEK., *Elphidium crispum* (L.), *E. josephinum* (d'ORB.), *E. koberi* TOLL., *Nodobacularella ovalis* VENGL., *N. transcarpatica* VENGL., *Lobatula dividens*.

În anticlinalul Apostolache - Buda - Crăciunești, sedimentarea sarmatiană, începută prin 0,5 m de gresii grosiere galben-roșietice cu material cărbunos, se dispun discordant peste tufurile langhiene.

Argilele care acoperă aceste gresii conțin: *Inaequicostata inopinata* (GRISH.), *I. pia* (ZHIZH.), *Ervilia dissita* (EICHW.), *E. trigonula*, *Obsoletiforma obsoleta* (EICHW.), *O. lithopodolica* (DUB.), *Musculus sarmaticus* GAT., *Spaniodontella* sp., *Hydrobia stagnalis* (BAST.), *Porosonion martkobi* (BOGD.), *Bolivina moldavica*, *Elphidium macellum* (F. & M.), ostracode și otolite.

Asociațiile de moluște și foraminifere identificate au indicat prezența zonei *Abra reflexa* (ANDREESCU, 1981), a zonelor *Inaequicostata inopinata*, *Mohrensternia* div. sp., *Cibicides lobatus* (Ionesi et al., 1995) și a zonei *Lobatula dividens* (= *Cibicides lobatus* W. & J.) (Popescu, 1995), corespunzând Volhynianului inferior (= Burdigalian superior, după Ionesi et al., 1995).

Volhynianul superior

În Depresiunea Valahă, depozitele volhynian superioare au fost atribuite "Stratelor de Șipoțelu" (partea lor inferioară; Andreescu, 1972) și "Formațiunii de Tătaru, Membrul Dara" (partea lui mijlocie, Papaianopol, 1992).

Aceste depozite (22 - 200 m grosime) sunt reprezentate prin argile stratificate sau masive gri-albăstrui, argile siltice, silturi și gresii.

Conținutul faunistic al argilelor de pe văile Oancea și Coasele este constituit din: *Ervilia dissita*, *E. andrussovi* KOLES., *Obsoletiforma obsoleta*, *Plicatiforma plicata* (EICHW.), *Chartocardium gleichenbergense* (PAPP), *Pseudamnicola producta* JEK., *Hydrobia stagnalis*, *Varidentella sarmatica* (KARR.), *V. latelacunata* (VENGL.), *Sinuloculina consobrina* (d'ORB.), *S. nitens* (REUSS), *Elphidium angulatum* (EGGER).

A rich Lower Volhynian fauna was collected in the Vizuina Valley: *Abra reflexa* (EICH.), *A. alba scythica* (SOK.), *Ervilia trigonula* (SOK.), *Pseudamnicola* sp., *Lobatula dividens*, *Articulina multibullata* LUCZK., *A. sarmatica* (KARR.), *A. problema* BOGD., *Bolivina moldavica* DIDK., *Varidentella rotunda* (GERKE), *Cycloforina predcarpatica* (SER.), *C. stomata* LUCZK., ostracods and bryozoa.

It should be also pointed out the exuberant occurrence of the species *Bolivina sarmatica* DIDK. and *B. nisiporenica* DIDK. in Izvorul Păcurii and Oancea Valleys.

The fauna included in the fossiliferous gypsum from the Oancea Valley is Lower Volhynian in age and contains molluscs and foraminifera. The most characteristic taxa are: *Ervilia trigonula*, *Plicatiforma* cf. *praeplicata* (HILB.), *Spaniodontella gentilis* (EICHW.), *Mohrensternia sarmatica* FRIEDB., *M. polițioanei* JEK., *Elphidium crispum* (L.), *E. josephinum* (d'ORB.), *E. koberi* TOLL., *Nodobacularella ovalis* VENGL., *N. transcarpatica* VENGL., *Lobatula dividens*.

In the Apostolache-Buda-Crăciunești Anticline, Sarmatian sedimentation, begun by 0.5 m yellow-reddish coarse sandstones with coaly material, unconformably overlies the Langhian tuffs.

The clays overlying these sandstones contain: *Inaequicostata inopinata* (GRISH.), *I. pia* (ZHIZH.), *Ervilia dissita* (EICHW.), *E. trigonula*, *Obsoletiforma obsoleta* (EICHW.), *O. lithopodolica* (DUB.), *Musculus sarmaticus* GAT., *Spaniodontella* sp., *Hydrobia stagnalis* (BAST.), *Porosonion martkobi* (BOGD.), *Bolivina moldavica*, *Elphidium macellum* (F. & M.), ostracods and otoliths.

The identified molluscan and foraminiferal associations indicated the presence of *Abra reflexa* zone (Andreescu, 1981), *Inaequicostata inopinata*, *Mohrensternia* div. sp., *Cibicides lobatus* zone (Ionesi et al., 1995) și a zonei *Lobatula dividens* (= *Cibicides lobatus* W. & J.) (Popescu, 1995), corresponding to the Lower Volhynian (= Upper Buglovian, after Ionesi et al., 1995).

Upper Volhynian

In the Wallachian Depression, the Upper Volhynian deposits have been assigned to the "Șipoțelu Beds" (the lower part; Andreescu, 1972) and to the "Tătaru Formation, Dara Member" (its middle part; Papaianopol, 1992).

These deposits (22-200 m in thickness) are represented by stratified or massive grey-bluish clays, silty clays, silts and sandstones.

The faunal content of the clays in Oancea and Coasele Valleys is constituted of: *Ervilia dissita*, *E. andrussovi* KOLES., *Obsoletiforma obsoleta*, *Plicatiforma plicata* (EICHW.), *Chartocardium gleichenbergense* (PAPP), *Pseudamnicola producta* JEK., *Hydro-*



E. hauerinum (d'ORB.), *E. macellum*, *Ammonia beccarii* (L.), *Bolivina sarmatica*, *Affinetrina* sp.

Silturile și gresile colectate de pe valea Oancei conțin o faună diversificată aparținând următoarelor genuri: *Mactra*, *Tapes*, *Donax*, *Ervilia*, *Pirinella*, *Duplicata*, *Callistoma*, *Ammonia*, *Varidentella*, *Sinuoloculina*, *Elphidium* etc.

Speciile: *Plicatiforma plicata*, *Mactra eichwaldi* (LASK.) și *Chartocardium gleichenbergense* indică Volhynianul superior (zona *Plicatiforma plicata* – *Mactra eichwaldi*, Kojumdjieva et al., 1988).

Pe valea Salciei, la Piatra Mică, peste tuful de la limita Volhynian inferior – Volhynian superior, argilele siltice sunt caracterizate prin: *Obsoletiforma obsoleta*, *O. ringeiseni* (JEK.), *O. lithopodolica*, *O. sarmatica* (BARB.), *Tapes* sp., *Varidentella sarmatica*, *V. latelacunata*, *Cycloforina stomata* LUCZK., *Ammonia beccarii*, *Sinuoloculina consobrina*, *Articulina problema*, *A. sarmatica*, *Elphidium macellum*, *E. aculeatum* d'ORB. Specia *Obsoletiforma ringeiseni*, dispariția speciei *Inaequicostata inopinata* și dezvoltarea explozivă a taxonilor: *Varidentella sarmatica*, *Articulina problema*, *A. sarmatica* recomandă vârsta volhynian inferioară (zona *Varidentella sarmatica*, Luczkowska, 1974).

Limita Volhynian – Basarabian este marcată de apariția taxonilor basarabieni: *Tapes ponderosus* (d'ORB.) și *Dogielina sarmatica* BOGD. & VOLOSH.

În concluzie, depozitele sarmațianului inferior (Volhynian), predominant pelitice, au fost identificate în anticlinalele Salcia și Apostolache – Buda – Crăciunești. Pe harta geologică a României, scara 1:50.000, foaia Călugăreni (Ceptura) (Motaș et al., 1976), depozitele basarabiene și chersoniene au fost observate în secțiunea Salcia, iar cele volhyniene au fost numai presupuse.

bia stagnalis, *Varidentella sarmatica* (KARR.), *V. latelacunata* (VENGL.), *Sinuoloculina consobrina* (d'ORB.), *S. nitens* (REUSS), *Elphidium angulatum* (EGGER), *E. hauerinum* (d'ORB.), *E. macellum*, *Ammonia beccarii* (L.), *Bolivina sarmatica*, *Affinetrina* sp.

Silts and sandstones collected in the Oancea Valley contain a diversified fauna pertaining to the following genera: *Mactra*, *Tapes*, *Donax*, *Ervilia*, *Pirinella*, *Duplicata*, *Callistoma*, *Ammonia*, *Varidentella*, *Sinuoloculina*, *Elphidium* etc.

The species: *Plicatiformis plicata*, *Mactra eichwaldi* (LASK.) and *Chartocardium gleichenbergense* are indicators of the Upper Volhynian (*Plicatiforma plicata* – *Mactra eichwaldi* zone, Kojumdjieva et al., 1988).

In the Salcia Valley, at Piatra Mică, above the tuff at the Lower Volhynian–Upper Volhynian boundary, the silty clays are characterized by: *Obsoletiforma obsoleta*, *O. ringeiseni* (JEK.), *O. lithopodolica*, *O. sarmatica* (BARB.), *Tapes* sp., *Varidentella sarmatica*, *V. latelacunata*, *Cycloforina stomata* LUCZK., *Ammonia beccarii*, *Sinuoloculina consobrina*, *Articulina problema*, *A. sarmatica*, *Elphidium macellum*, *E. aculeatum* d'ORB. Specia *Obsoletiforma ringeiseni*, disappearance of *Inaequicostata inopinata* and explosive occurrence of the taxa: *Varidentella sarmatica*, *Articulina problema*, *A. sarmatica* recommend Upper Volhynian age (*Varidentella sarmatica* Zone, Luczkowska, 1974).

The Volhynian-Basarabian boundary is marked by the appearance of the Basarabian taxa: *Tapes ponderosus* (d'ORB.) și *Dogielina sarmatica* BOGD. & VOLOSH.

In conclusion, the Lower Sarmatian (Volhynian) deposits, predominantly pelitic, were identified in Salcia and Apostolache-Buda-Crăciunești anticlines. On the Geological Map of Romania, scale 1:50,000, Călugăreni (Ceptura) sheet (Motaș et al., 1976), Basarabian and Kersonian deposits have been noticed in Salcia section, but the Volhynian ones been only supposed.

Selected References

- Andreescu, I. (1972) Faciostratotipul Malvensianului din zona de curbură a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4 (1971), p. 157–176, București.
- (1981) Middle-Upper Neogene and Early Quaternary Chronostratigraphy from the Dacian Basin and Correlations with the Neighbouring Areas. VII-th Int. Cong. Medit. Neog. Athens (1979), *An. Géol. Pays Hellén.* t. Iv, p. 129–138, Athens.
- Ionesi, L., Ionesi, B., Brânzică, M., Trelea, N., Stefan, P., Ionesi, V. (1995) Sarmatian of the Moldavian Platform. *Rom. J. Stratigraphy*, 76, suppl. 2, 36 p., București.
- Papaianopol, I. (1992) Studiul stratigrafic al Neogenului din molasa pericarpatică (sectorul dintre valea Cricovului Sărat și valea Nișcovului). Rez. tezei de doctorat, 26 p., Univ. "Al. I. Cuza" Iași.
- Popescu, Gh. (1995) Contribution to the Knowledge of the Sarmatian Foraminifera of Romania. *Rom. J. Paleontology*, 76, p. 85–98, București.
- Preda, M.D. (1925) Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova. *An. Inst. Geol.*, X, 1921–1924, p. 1–82, București.



**STUDIUL GENETIC AL VULCANOCLASTITELOR DIN ROMÂNIA.
STUDIUL DEPOZITELOR VULCANOCLASTICE NEOGENE DIN
LANȚUL ERUPTIV CĂLIMANI-GURGHIU-HARGHITA
(Munții Călimani și Gurghiu de Nord)
GENETIC STUDY OF VOLCANICLASTICS IN ROMANIA.
STUDY OF NEOGENE VOLCANICLASTIC DEPOSITS IN THE
CĂLIMANI-GURGHIU-HARGHITA VOLCANIC CHAIN
(Călimani and northern Gurghiu Mts.)**

A. SZAKACS, I. SEGHEDI, C. COSTEA

Cercetările efectuate, în continuarea celor din anii trecuți, au condus la obținerea unei viziuni coerente și detaliate privind desfășurarea vulcanismului neogen pe teritoriul munților Călimani și nordul munților Gurghiu. Au fost definite și sistematizate principalele formațiuni vulcanoclastice din regiune care înregistrează o bună parte a activității vulcanice: (1) Depozitul de avalanșă de debrite de Rusca-Tihu (DADRT), (2) Formațiunea vulcanoclastică de Rusca-Tihu (FVRT), (3) Epiclastitele de Neagra (EN) și (4) Formațiunea vulcanoclastică de Fâncel-Lăpușna (FVFL). Sunt descrise în detaliu FVRT și EN.

FVRT reprezintă produse, preponderent de compoziția andezitelor bazaltice, ale vulcanului Rusca-Tihu, distribuite preferențial la vest și sud de edificiul vulcanic. Formațiunea acoperă DADRT și este, la rândul său, acoperit de EN sau FVFL. Din punct de vedere litologic, este reprezentat printr-o mare varietate de tipuri genetice de vulcanoclastite (depozite piroclastice de cădere magmatică și freatomagmatică, depozite de curgere piroclastică de tip curgere de blocuri și cenușă și de tip curgere de poncii și cenușă, depozite de curgeri de debrite și depozite epiclastice), precum și de produse efuzive (interclății de lavă) și echivalentele lor vulcanoclastice generate prin fragmentare ne-explozivă (brecii și "tufuri" hialoclastice, în asociere cu depozite secundare de curgere de debrite hialoclastice). Aceste litologii denotă o activitate vulcanică mixtă, efuzivă și explozivă, desfășurată într-un mediu parțial subaerian, parțial subacvatic, cu depunerea materialului rezultat preponderent în mediu subacvatic.

Studiul materialului fin din compoziția FVRT cu ajutorul microscopiei electronice confirmă caracterul freatomagmatic al unei bune părți din depozitele vulcanoclastice (evidența răcirii bruște a sticlei vulcanice, vezicularitatea în general redusă a acesteia), ca și mediul subacvatic de depunere (coroziunea cristalo-

The current research, performed in the extension of work during previous years, resulted in a coherent and detailed view concerning the volcanic history of Călimani Mts. and the northern part of Gurghiu Mts. Four principal volcanoclastic formations that record most of the volcanic activity in the study area have been identified and defined: (1) Rusca-Tihu Debris Avalanche Deposit (RTDAD), (2) Rusca-Tihu Volcanoclastic Formation (RTVF), (3) Neagra Epiclastics (NE), and (4) Fâncel-Lăpușna Volcanoclastic Formation (FLVF). RTVF and NE are described in detail here. RTDAD and FLVF were presented in a report in the previous year.

RTVF consists of the products of the Rusca-Tihu composite volcano located in the northern Călimani, mostly of basaltic andesite composition, that have been distributed preferentially westwards and southwards from the volcanic edifice. It covers RTDAD and, in turn, is overlain by NE or FLVF.

RTVF displays a complex sequence of lithologies including a wide array of genetic types of volcanoclastic deposits (magmatic and phreatomagmatic pyroclastic fall deposits, pyroclastic flow deposits such as block-and-ash flow and pumice-and-ash flow deposits, debris flow deposits and epiclastics), as well as effusive products (lava flows and their volcanoclastic counterparts, such as hyaloclastic breccias and "tuffs" and related hyaloclastic debris flow deposits, resulted from non-explosive fragmentation of lava and subsequent redistribution of the resulted lava debris in subaqueous environment). These lithologies suggest alternating explosive and effusive volcanic activity developed in partially subaerial and partially subaqueous environment with deposition of the resulted volcanoclastic products mostly in subaqueous (lacustrine) environment.

Scanning electron microscopic study of the fine fraction in the primary pyroclastics of RTVF confirmed the phreatomagmatic origin of part of the fall deposits



clastelor și depuneri diagenetice de minerale secundare).

Vârsta FVRT se plasează între 8 și 7,4 Ma.

Datele petrochimice prezentate arată clar înrudirea materialului vulcanoclastic al FVRT cu lavele din compoziția edificului vulcanic Rusca-Tihu, cu lavele periferice ale acestuia, precum și cu blocurile din compoziția DADRT, provenit din aceeași sursă.

Studiul a permis și estimarea volumului FVRT (cca. 110 km^3) precum și al întregului edificiu Rusca-Tihu împreună cu produsele sale (cca. 280 km^3) ceea ce îl plasează în rândul marilor stratovulcani de pe glob.

Epiclastitele de Neagra, cu o răspândire limitată, se caracterizează prin alcătuirea lor exclusiv din material sedimentar erodat și remaniat, în care participă, pe lângă litoclaste polimictice de roci vulcanice, și o importantă componentă terigenă. Ele pot fi interpretate ca depozite fluviale de inundație.

Reconstituirea evoluției proceselor de sedimentare vulcanoclastică într-o zonă (zona văii Mureșului și afluenților săi) situată între două arii vulcanice sursă (Călimani și nordul Gurghiului) active parțial contemporan, parțial succesiv, a permis, prin folosirea și a datelor de vârstă K-Ar, obținerea unei imagini detaliate a desfășurării fenomenelor vulcanice în regiune.

Se propune continuarea cercetărilor de acest tip pe linia extinderii lor și în alte arii ale eruptivului neogen din Carpații Orientali, și aprofundarea investigației prin studiul sedimentologic și vulcanologic de detaliu al formațiunilor vulcanoclastice definite în aria cercetată.

by evidence of rapid quench-fragmentation and overall low vesicularity of volcanic glass fragments, as well as subaqueous deposition (corrosion of cristaloclasts and diagenetic deposition of secondary minerals).

The age of RTVF was estimated at 8-7.4 Ma on grounds of K-Ar dating.

Petrochemistry of lithoclasts in RTVF showed a close similarity with lavas in the main Rusca-Tihu composite cone, with its peripheral lavas, as well as with blocks and megablocks of RTDAD originating from the same source.

Volume estimation of RTVF (ca. 110 km^3), as well as of the whole volcanic edifice including its large volcanoclastic apron (280 km^3), places Rusca-Tihu volcano among the large stratovolcanoes of the world.

Neagra epiclastics, displaying a limited occurrence area and reduced thickness, consist of variably rounded pebble and cobble material in which non-volcanic detritic material mix with eroded andesitic component. They are slightly bedded and can be interpreted as being of fluvial and/or flood flow origin.

Reconstruction of volcanoclastic sedimentary processes in a region (the Mureș valley and its tributaries) located between two important volcanic source areas (Călimani and northern Gurghiu) with partly coeval and partly successive activity, has allowed, with help of K-Ar datings, obtaining a detailed picture concerning the evolution of volcanic activity in the study area.

Continuation of similar research of volcanoclastic sequences in other parts of the East Carpathian Neogene volcanic arc is proposed.



PETROGENEZA MAGMATITELOR ALCALIN/SUBALCALIN JURASICE DIN PÂNZA "FLIȘULUI NEGRU" – MARAMUREȘ PETROGENESIS OF THE JURASSIC ALKALI-SUBALKALI MAGMATITES IN THE "BLACK FLYSCH" NAPPE – MARAMUREȘ

Doina RUSSO-SÂNDULESCU, Maria STOIAN, Aurora ILINCA

Pânza "Flișului Negru" face parte din grupul Dacidelor externe - pânze de vârstă cretacică - ocupând în cadrul acestora o poziție mai internă față de cunoscuta pânză de Ceahlău (Săndulescu, 1985). La alcătuirea acestei pânze participă mai mulți solzi a căror particularitate constă în păstrarea unor complexe vulcanice bazice la partea inferioară, sub formațiunile sedimentare cu succesiuni litostratigrafice și caractere diferite de la un solz la altul. În sensul poziției lor primare, de la interior spre exterior, solzii din pânza Flișului Negru sunt după Săndulescu (1985): 1. Obnuj-Vârtop; 2. Farcău; 3. Mihailec-Paulic; 4. Budescu; 5. Rica I-Socalău; 6. Rica II; 7. Ștevioara.

Studiul geochimic al complexelor magmatice jurasice (J_{1-2} până la Tithonic - vârstă stabilită exclusiv paleontologic) abordat în solzii externi - Ștevioara, Rica I și Mihailec-Paulic - a relevat o serie de caracteristici generale de clan precum și unele specifice fiecărui solz în parte. Trebuie subliniat faptul că datorită fragmentărilor tectonice și eroziunii este posibil ca suita de magmatite jurasice să fie astăzi reprezentată incomplet față de timpul relativ lung de manifestare a vulcanismului, dar pentru toate subunitățile menționate într-un cadru geotectonic general de rift intracontinental, așa cum apare pe diagramele de discriminare (Russo-Săndulescu și Bratosin, 1985).

Complexele din baza solzilor sunt reprezentate în mare parte prin curgeri de bazalte, uneori cu structuri de pillow-lava, variate tipuri de tufuri lapillice sau hialoclastice și mai rar silluri și dyke-uri asociate cu formațiunile sedimentare calcaroase "stromatite" se întâlnesc în multe din subunitățile tectonice studiate. Un alt aspect general al formațiunilor vulcanice din pânza Flișului Negru este dat de prezența fenomenelor de metamorfism hidrotermal de tip Fund oceanic cu un ansamblu mineral tipic - albit, clorit, pumpelyit, \pm prehnit, \pm zeoliți, \pm epidot, \pm calcit - care nu a fost obliterated de metamorfismul incipient de presiune ridicată, observat în apropierea planelor de pânză și dintre solzi, prin blasteza "amfibolilor albaștri" cu chimism de riebeckit și chiar ferro-glaucophan, \pm stilpnomelan.

Elementele majore, elementele urmă și REE din subunitățile vulcanice studiate au scos în evidență pe

The "Black Flysch" Nappe belongs to the Outer Dacides, of Cretaceous age, and occupies an inner position in comparison with the well-known Ceahlău Nappe (Săndulescu, 1985). This nappe is constituted by several scales characterized by the preservation of basic volcanic complexes at the bottom, under the sedimentary formations with lithostratigraphic successions and features that differ from one scale to another. According to their primary position, from inside to outside, the scales of the "Black Flysch" are (according to Săndulescu, 1985), as follows: 1. Obnuj-Vârtop; 2. Farcău; 3. Mihailec-Paulic; 4. Budescu; 5. Rica I-Socalău; 6. Rica II; 7. Ștevioara.

The geochemical study of the Jurassic magmatic complexes (J_{1-2} up to Tithonian - an age established exclusively on paleontologic criteria) effectuated in the outer scales - Ștevioara, Rica I, Rica II and Mihailec-Paulic - rendered evident several general "group" features as well as features specific to each scale. It is to note that due to the tectonic fragmentation and erosion it is possible that the Jurassic magmatic suite might be nowadays represented incompletely as against the relatively long time of volcanic manifestation, but for all subunits mentioned in a general continental rift geotectonic settings as is shown on the discrimination diagrams (Russo-Săndulescu and Bratosin, 1985).

The complexes in the base of the scales are represented mostly by basalt flows, locally with pillow-lava structures, various types of lapilli or hyaloclastic tuffs and more seldom sills and dykes related to the "stromatite" calcareous sedimentary formations are found in many of the studied tectonic subunits. Another general aspect of the volcanic formations in the "Black Flysch" Nappe is represented by the presence of the phenomena of "ocean floor" hydrothermal metamorphism with a typical mineral assemblage - albite, chlorite, pumpelyite, \pm prehnite, \pm zeolites, \pm epidote, \pm calcite - that has not been obliterated by the high pressure incipient metamorphism noticed nearby the nappe planes and between scales, by the "blue amphiboles" blastesis with riebeckite or even ferro-glaucophane, \pm stilpnomelane chemistry.



de o parte o diversitate compozițională a magmelor parentale - cu caractere tholeiitice, tranzitionale, sau tipic alcaline - și pe de altă parte prezența unor mase bazaltice sau a diferențiatelor lor (roci cu structuri trahitoide) aparținând la cel puțin două din tipurile menționate în cadrul aceluiași solz. Au fost separate astfel trei serii magmatice: a) "low-Ti" cu $\text{TiO}_2 < 2\%$; b) "medium-Ti" cu TiO_2 între 2-2,80%; c) "high-Ti" cu $\text{TiO}_2 > 2,8\%$ (valorile maxime ating 4%).

Bazaltele parentale, posibil primare "medium-Ti" din solzul Paulic au $\text{mg}\#$ ridicat, între 0,65-0,71; $\text{Ni} = 250-500$ ppm; $\text{Cr} = 550-1100$ ppm; $\text{MgO} > 12\%$; $(\text{La}/\text{Yb})_N \sim 4,60$ și în general aspecte geochemice tranzitionale. Structurile cel mai des întâlnite sunt microgranulele, fără fenocristale, bogate în clinopiroxeni. Bazaltele tholeiitice întâlnite în același solz sunt boudinate în curgerile de bazalte tranzitionale, față de care se recunosc ușor prin apariția fenocristalelor de clinopiroxen și "conture" de olivină serpentinizată, dovedind fie o diferență de timp între erupțiile celor două tipuri de magme, fie procese de mixing între acestea.

Bazaltele cu caracterele cele mai alcaline sau diferențiatele acestora se dezvoltă în solzii Rica I-Socalău și Rica II. Lavele cu structuri spinifex de augit titanifer violaceu au $\text{mg}\# = 0,65-0,71$; $\text{MgO} = 9-13\%$; $\text{Ni} = 115-340$ ppm; $\text{Cr} = 165-740$ ppm și $(\text{La}/\text{Yb})_N = 16,98$ date geochemice care sunt concordante cu magmele alcaline provenite printr-un grad scăzut de topire parțială a lherzolitelor cu granat.

Covarianța unora din rapoartele de elemente incompatibile similare din cadrul fiecărei serii magmatice, de pildă Zr/Nb și Y/Nb , sugerează că sursa posibilă pentru vulcanitele mafice din pânza "Flișului Negru" poate fi mai complexă, eventual un amestec între rezervoarele mantelice de tipul "enriched" și slab "depleted".

Lavele trachibazaltice și trachandezitice din ferestrele Ștevioara și Șuligu unde nu afluiează bazalte considerate primare, pot fi derivate din cele de tipul "medium-Ti" prin fracționarea clinopiroxenui \pm olivinei și a plagioclazului, care apar ca faze fenocristaline. În schimb, corpurile doleritice cu structuri ofitice sau intergranulare cu fenocristaline de augit titanifer și plagioclaz (alterat, nedeterminabil), cu zone ce prezintă structuri de cumulate și un chimism alcalin (tephritic sau chiar foiditic) pot fi derivate prin fracționarea plagioclazului și a augitului titanifer din magme basanitice "high-Ti", întâlnite doar ca lamine subțiri în calcarele stromatitice din solzul Rica II.

O primă tentativă de interpretare a contextului geotectonic în care a luat naștere magmatismul jurasic din pânza "Flișului Negru" este furnizată de aplicarea diagramei de discriminare, care denotă nașterea acestora într-un regim de extensie continentală. Știut fiind

The major, trace and REE elements in the study volcanic subunits stressed out, on the one hand, a composition diversity of the parental magmas - with transitional or typical alkaline tholeiitic characters - and, on the other hand, the presence of basaltic masses or of their differentiates (trachytoid-structures rocks) belonging to at least two of the types mentioned within the same scale. Thus, three magmatic series have been separated: a) "low-Ti" with $\text{TiO}_2 < 2\%$; b) "medium-Ti" with TiO_2 between 2-2.80%; c) "high-Ti" with $\text{TiO}_2 > 2.8\%$ (maximum values 4%).

The parental magmas, possibly primary "medium-Ti", in the Paulic scale, have a high $\text{mg}\#$ - 0.65-0.71; $\text{Ni} = 250-500$ ppm; $\text{Cr} = 550-1100$ ppm; $\text{MgO} > 12\%$; $(\text{La}/\text{Yb})_N \sim 4.60$ and show generally transition geochemical aspects. The most frequent structures are microgranular, without phenocrysts, rich in clinopyroxenes. The tholeiitic basalts found in the same scale are boudinated in the transition basalt flows from which they differ by the appearance of clinopyroxene phenocrysts and outlines of serpentized olivine, proving either a time difference between the eruptions of the two magmas or mixing processes between them.

Most alkaline basalts or their differentiates are developed in the Rica I-Socalău and Rica II scales. The lavas with spinifex structures of violaceous titaniferous augite have $\text{mg}\# = 0.65-0.71$; $\text{MgO} = 9-13\%$; $\text{Ni} = 115-340$ ppm; $\text{Cr} = 165-740$ ppm; $(\text{La}/\text{Yb})_N = 16.98$; these geochemical data are in agreement with the alkaline magmas coming from a low-grade partial melting of the garnet lherzolites.

The covariance of the ratios of incompatible elements similar within each magmatic series, e. g. Zr/Nb and Y/Nb , suggests that the possible source of the mafic volcanics in the "Black Flysch" Nappe can be more complex, possibly a mixture between the mantle reservoirs of "enriched" and poorly "depleted" type.

The trachybasaltic and trachyandesitic lavas in the Ștevioara and Șuligu windows, where the so-called primary basalts are cropping out, can derive from the "medium-Ti" type ones by the fractionation of clinopyroxene \pm olivine and plagioclase which occur as phenocrystalline phases. On the other hand, the doleritic bodies with ophitic or intergranular structures with titaniferous augite and plagioclase (altered, nondetermined) phenocrysts, with zones that represent cumulate structures and alkaline chemistry (tephritic or even foidic) can be derived by the plagioclase and titaniferous augite fractionation from basaltic "high-Ti" magmas, found only as thin laminas in the stromatitic limestones of the Rica II scale.

A first attempt of interpretation of the geotectonic setting within which the Jurassic magmatism occurred in the "Black Flysch" Nappe is provided by the use of

că sub continente grosimea litosferei poate impune un control al compoziției magmelor (Ellam, 1992) este posibil ca bazaltele studiate, cu carcatere geochemice diferite să reflecte gradul de subțiere litosferică extensională inițial, așa cum nu este exclusă nici contaminarea litosferică, cel puțin pentru o parte din magme; studiile ulterioare, izotopice și pe întreg complexul vor aduce precizări.

the discrimination diagrams that point out the origin in a continental spreading regime. Taking into account that under the continents the lithosphere thickness can control the magma composition (Ellam, 1992) it is possible that the study basalts, with different geochemical features, might indicate the degree of extensional lithospheric thinning (McKenzie and Bickle, 1988) and therefore the time and space location as against the initial intracontinental "rift"; the lithospheric contamination, at least for some of the magmas, is not out of question. Subsequent isotopic studies in the whole complex will bring further evidence in this respect.

References

- Ellam, R.M., (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20, p. 153 - 156.
- McKenzie, D., Bickle, M. J., (1988) The volume and composition of generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29, p. 625 - 679.
- Russo-Săndulescu D., Bratosin I., (1985) Caracteres et signification du complexe basique de la nappe du Flysch Noir (Monts du Maramureș, Carpathes Orientales). Proceeding reports of XIII Congress of KBGA, additionally received reports, p. 112-115, Cracovia.
- Săndulescu M., (1985) Contribution a la connaissance des nappes crétacées des monts du Maramureș (Carpathes Orientales). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/5, p. 83-96.



STUDIUL XENOLITELOR ȘI SEMNIFICAȚIA LOR ÎN GENEZA
MAGMELOR CALCO-ALCALINE DIN ZONA SUBVULCANICĂ
NEOGENĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI
STUDY OF XENOLITHS – THEIR SIGNIFICANCE FOR THE GENESIS OF
THE CALC-ALKALINE MAGMAS FROM THE EAST CARPATHIANS
NEOGENE SUBVOLCANIC ZONE

Eugenia NIȚOI, Ștefan MARINCEA, Marian MUNTEANU

Introducere

În partea internă a Carpaților estici, în extremitatea nordică, magmatismul calco-alkalin intrusiv s-a manifestat în Pannonian-Pontian (8,5–11,7 Ma). Această zonă include Munții Rodna și Bârgău, unde numeroase intrusiuni de mică adâncime (riolite, dacite, andezite, microdiorite) străbat fie un fundament cristalin precambrian, fie unul sedimentar paleogen. Intrusiunile definesc două aliniamente paralele cu falia fișului transcarpatic. Cele mai multe corpuri intrusive conțin enclave. Patru mari grupe de enclave au fost întâlnite: magmatice, metamorfe, sedimentare netransformate și monocristaline. La rândul ei, fiecare grupă a fost divizată în diferite categorii pe criterii petrografice și mineralogice.

Enclave magmatice: homeogene și enalogene. Mineralogia enclavelor magmatice homeogene constă în concentrații glomeroporfirice (cu hornblende, piroxeni, biotite, feldspați) similare în compoziție și origine cu roca gazdă. Enclavele magmatice enalogene sunt roci cu caractere distincte față de roca gazdă. Ele pot fi andezite, bazalte sau microdiorite modificate în diferite grade de intensitate de către fenomene de recristalizare (influența rocii gazdă) și care reprezintă primele episoade magmatice din zonă. Traversate de magmă, în drumul ei spre suprafață, ele devin enclave.

Enclave metamorfe (roci metamorfozate regional), preponderent peraluminose, reprezintă fragmente de roci din fundamentul cristalin accidental încorporate în magmă. Compoziția mineralogică a acestora este dominată de: hornblendă, feldspat, biotit, sillimanit, cordierit, spineli. În această categorie de enclave intră și rocile sedimentare cu texturi și structuri formate în urma unui metamorfism termal și care conțin andradit și wollastonit.

Enclavele sedimentare netransformate sunt roci aparținând fundamentului sedimentar străbătut și care nu au suferit în nici un fel influența rocii gazdă (cel mult fenomene de contact termic).

Majoritatea rocilor gazdă și enclavelor magmatice conțin mineralele:

Introduction

In the northern extremity of the inner part of the East Carpathians, a calc-alkaline intrusive magmatism took place in Pannonian – Pontian (8.5–11.7 Ma, Z., Pecskey et al., 1995). This area includes the Rodna and Bârgău Mountains where many shallow intrusions (rhyolites, rhyodacites, dacites, andesites, microdiorites) penetrated either a Precambrian metamorphic basement or a Paleogene one. The intrusions occur in two alignments parallel to the Transcarpathians Flysch Fault. Most of the intrusive bodies contain enclaves.

The enclaves. General presentation.

The studied enclaves could be separated in four comprehensive groups: igneous enclaves, metamorphic enclaves, sedimentary unaffected enclaves, and monocrystalline enclaves. Each group, in its turn, could be divided in categories, by petrographical and mineralogical criteria.

The igneous enclaves may be homeogeneous and enalogeneous (terminology of Lacroix, 1933). Homeogeneous enclaves consist of glomeroporphyric mineral assemblages similar to the host rock with respect to their composition and origin. The enalogeneous enclaves are rocks which differ from the host rocks by their features. They may be andesites, basalts or microdiorites, modified to various degrees by a host rock – induced recrystallization; these enclaves represent rocks of the earliest magmatic events in the area, pierced by the magmas of the younger generations which crushed and transported them to the upper levels.

The metamorphic enclaves represent either regionally metamorphosed rocks or sedimentary rocks thermally metamorphosed by the host magma. The enclaved regionally metamorphosed rocks may show a contact metamorphism superposed on the former one. The new parageneses added sillimanite, andalusite, cordierite and spinels to the older ones containing amphiboles, quartz, feldspars, biotite, garnet, staurolite. In the carbonatic sedimentary enclaves the contact



Plagioclaz. Este mineralul omniprezent, maclat tip albit, zonat, alterat sau nu, cu un conținut în An cuprins între 42–70%. Formează fie fenocristale euhedrale sau subhedrale, de 2–3 mm lungime, fie microlite de dimensiuni micronice, mai mult sau mai puțin idiomorfe. În unele enclave apar texturi mirmekitice bine evidențiate la contactul dintre cristalele de plagioclaz și un alt mineral al rocii. Alături de amfiboli, plagioclazul domină compoziția modală a rocii.

Amfibol. Prezent în toate tipurile de roci (gazdă sau enclave) amfibolul a fost întâlnit sub patru varietăți (tipuri):

– Tipul A este cel mai comun. Formează fenocristale euhedrale, de culoare brun verzuie, opacizate sau nu marginal, de dimensiuni până la 1 cm. Este amfibolul format direct din magmă în primele ei faze de cristalizare. Compoziția chimică îl plasează (după raportul $Al^{IV}/Mg/Mg + Fe^{2+}$) în câmpul ferroan-pargasitelor ($NaCaO_2Fe^{2+}AlSi_6Al_2O_{22}(OH)_2$). Caracteristicile mineralogice și chimice sunt: $SiO_2=39,82-43,86$; $Al_2O_3=11,81-15,53$; $MgO=11,68-15,26$; $CaO=9,63-11,94$; $Na_2O=1,66-2,47$; $Al^T=2,10-2,69$; $mg=0,75$. A fost întâlnit și în roca gazdă și în enclave.

– Tipul B este o hornblendă poikilitică întâlnită numai în enclave și care, spre deosebire de tipul A se formează în stadii mai târzii incluzând cristale idiomorfe de piroxen sau plagioclaz cristalizate anterior ei. Caracteristicile mineralogice și chimice o plasează în câmpul ferroan-pargasit-tschermakit. Compoziția chimică: $SiO_2=45,26$; $Al_2O_3=11,91$; $MgO=17,15$; $CaO=11,31$; $Na_2O=1,92$; $K_2O=0,74$; $mg=0,89$; $Al^T=2,00$.

– Tipul C este un magnesiohastingsit ($NaCaMg_4Fe^{3+}Si_{16}Al_2O_{22}(OH)_2$) întâlnit numai în enclave. Culoare verde intensă, pleocroică. Textura și habitusul cristalelor arată că acest tip s-a format prin reacția dintre un clinopiroxen preexistent și topitura magmatică într-un stadiu mai târziu al cristalizării. Caracteristicile chimice și mineralogice sunt: $SiO_2=45,71$; $Al_2O_3=9,70$; $MgO=12,95$; $CaO=10,93$; $Na_2O=1,47$; $K_2O=0,47$; $mg=0,69$; $Al^T=1,67$.

– Tipul D este o hornblendă actinolică, de culoare verde, fibroasă, în snopi și care se formează la contactul dintre enclavă și roca gazdă.

Piroxenii. Relațiile texturale, caracterele mineralogice și chimice separă piroxenii în două generații: fenocristale (generația I) și cristale de generația a II-a. Fenocristalele sunt piroxeni formați direct din magmă – varietatea augit. Compoziția chimică a acestora arată predominarea termenilor: $En=43,143-44,962$; $Wo=44,068-46,059$ și $Fs=12,75-8,979$; $mg=86,27$. Augitul a fost întâlnit și în enclave și în roca gazdă. Piroxenii de generația a II-a sunt

metamorphism produced andradite and wollastonite.

The sedimentary unaffected enclaves are rocks from the penetrated sedimentary basement which have not been influenced by the host rock.

The igneous enclaves. The majority of the host rocks and the igneous enclaves are built up by the following minerals:

The plagioclase. It is omnipresent, albite-type twinned, zoned, altered or not, with an An - content of 42–70 %. It occurs either as euhedral-subhedral, 2–3 mm long crystals or as micronic, more or less idiomorphic microlithes. In certain enclaves, a well developed myrmekitic texture occur at the plagioclase contact with other minerals of the rock. The plagioclase shares with the amphibole the dominant position of the modal composition of the rock.

The amphibole is present in all the rock-types of the host-rocks and enclaves. Four amphibole-types were found:

– The A - type is the most common. It forms euhedral crystals, brown-greenish in colour, sometimes marginally opacitized, up to 1 cm in size. It is the amphibole formed in the first stages of magma crystallization. Its chemical composition plots in the ferroan pargasite field ($NaCaO_2Fe^{2+}AlSi_6Al_2O_{22}(OH)_2$) in the diagram (Al^{IV} vs. $Mg/Mg+Fe^{2+}$). Its mineralogical and chemical characteristics are: $SiO_2=39.82-43.86$; $Al_2O_3=11.81-15.53$; $MgO=11.68-15.26$; $CaO=9.63-11.94$; $Na_2O=1.66-2.47$; $Al=2.10-2.69$; $mg=0.75$. It was found in host rocks and in enclaves as well.

– The B - type is a poikilitic hornblende found only in enclaves and which, unlike the A - type, has been formed in later stages and included earlier crystallized idiomorphic pyroxenes or plagioclases. Its mineralogical and chemical features place it in the ferroan pargasite - tschermakite field. Its chemical composition is: $SiO_2=45.26$; $Al_2O_3=11.91$; $MgO=17.15$; $CaO=11.31$; $Na_2O=1.92$; $K_2O=0.74$; $mg=0.89$; $Al=2.00$.

– The C - type is a magnesiohastingsite ($NaCaMg_4Fe^{3+}Si_{16}Al_2O_{22}(OH)_2$) found only in enclaves. Its colour is an intense, pleochroic green. The texture and the crystal habit indicate this type has formed by the reaction of a pre-existent pyroxene with the magma in a later stage of its crystallization. Its chemical composition is: $SiO_2=45.71$; $Al_2O_3=9.70$; $MgO=12.95$; $CaO=10.93$; $Na_2O=1.47$; $K_2O=0.47$; $mg=0.69$; $Al=1.67$.

– The D - type is an actinolitic hornblende, green, fibrous, grown in bundles at the contact of the enclave with the host rock.

The pyroxenes. The textural relations and the mineralogical and chemical parameters separate two pyroxene generations: phenocrysts (first generation) and crystals of the second generation. The phenocrysts are pyroxenes formed directly from the magma and have



formați pe seama mineralelor preexistente și sunt varietățile salit și diopsid. Aceștia au compoziția: $En=27,821-45,96$; $Wo=48,798-46,53$ și $Fs=22,381-7,501$; $mg=56,46$. Apar numai în enclave.

Biotitul este mineralul feromagnezian întâlnit mai ales în structurile Măgura Cornii și Valea Vinului sub forma a două generații: fenocristale de generația I (cristale idiomorfe, fără incluziuni, varietatea Mg-biotit – flogopit) și cristale mici, idiomorfe de generația a II-a formate pe seama fenocristalelor, varietatea Fe^{2+} biotit (flogopit-annit). Compoziția chimică a fenocristalelor arată un conținut scăzut de Fe și ridicat de Ca în comparație cu celelalte biotite unde situația este inversă. Generația a II-a de biotit apare numai în enclave.

Minerale accesorii, în majoritatea rocilor gazdă și enclave apar cristale euhedrale de apatit, granați și minerale opace greu de identificat.

Caracterele chimice generale ale enclavelor magmatice în raport cu cele ale rocilor gazdă. Grupul de enclave magmatice luat în considerație în momentul de față este constituit din eșantioane reprezentative ce aparțin structurilor Arsente, Valea Vinului și Heniu. Analizând în paralel diferiți parametri ai enclavelor și rocilor gazdă putem face câteva observații:

1) o primă observație ce reiese din diagramele construite pe baza analizelor chimice este absența unei corelații vizibile a vreunei tendințe evolutive, între conținuturile în oxizi a enclavelor și cel al rocii gazdă. Majoritatea rocii gazdă au un conținut în SiO_2 cuprins între 53–66 %, iar la enclavelor între 45–48 %, fapt ce le plasează diferit în diagrama SiO_2 vs. oxizi. Se observă amplasarea enclavelor întotdeauna în colțul din stânga al diagramelor.

2) predominarea hornblendei cu o valoare ridicată a raportului $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ și al biotitului magnezian în compoziția mineralogică a enclavelor duce la un conținut ridicat al valorilor MgO (dar și al CaO) al enclavei față de roca gazdă.

3) raportul Na_2O/K_2O fiind mai mare ca 1 iar suma lor ridicată face ca enclavele să fie plasate în domeniul calcoalcalin cu tendințe tholeiitice.

4) Al_2O_3 , Fe_{total} și MgO au un comportament neregulat, dispersat la ambele tipuri de roci, aparent independent față de SiO_2 , pe când CaO și Na_2O par a avea o oarecare tendință evolutivă între enclavă și roca gazdă.

Ca o concluzie generală, dacă privim enclavele magmatice din punct de vedere mineralogic acestea nu diferă mult de rocile gazdă, în schimb din punct de vedere al compoziției chimice diferă. Enclavele au deci o compoziție chimică particulară, care nu corespunde global cu nici o compoziție chimică a vreunui tip de rocă magmatică gazdă, fapt ce-ar putea sugera condiții

the augite composition ($En=43.14-44.96$; $Wo=44.07-46.06$; $Fs=12.75-8.98$; $mg=86.27$). The augite has been found in both the enclaves and the host rocks. The pyroxenes of the second generation represent the salite and diopside varieties, with the composition: $En=27.82-45.96$; $Wo=48.79-46.53$; $Fs=22.38-7.5$; $mg=56.46$. They occur only in enclaves.

The biotite is the ferromagnesian mineral found mostly in the Măgura Cornii and Valea Vinului structures, grown in two generations: the first generation, with idiomorphic inclusions – free phenocrysts, represented by Mg – biotite – phlogopite variety, and the second generation with small idiomorphic crystals, grown at the expense of the first generation phenocrysts, represented by the Fe^{2+} – biotite (phlogopite-annite) variety. The chemical composition of the phenocrysts shows a low Fe – content and a high Ca one in comparison with the other biotites characterized by quite the opposite situation. The biotite of the second generation occurs only in enclaves.

The accessories. In most of the host rocks and enclaves apatite and garnet euhedral crystals and opaques difficult to identify usually occur.

The general chemical characteristics of the igneous enclaves compared to those of the host rocks. The enclaves studied in this work belong to the Măgura Arsente, Valea Vinului and Heniu subvolcanic structures. As a result of a comparative analysis of the enclaves and the host rocks we can make the following remarks:

1) There is no correlation of the oxide contents of the enclaves and the host rocks which could obviously indicate an evolutive trend from one to another. Most of the samples have a host rock SiO_2 content of 53–66 %, and an enclave one of 45–48 %, which plot in different field in the diagram SiO_2 vs. oxides. All the enclaves plot in the left corner of the diagrams.

2) The prevalence of the high $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ hornblende and of the magnesian biotite in enclaves leads to higher values for MgO (and for CaO as well) in enclaves than in the host rock.

3) The high Na+K content and the Na_2O/K_2O ratio, higher than 1, place the enclaves in the calc-alkaline field with tholeiitic affinities.

4) Al_2O_3 , Mg and Fe_{total} have an irregular variation, dispersed between the enclaves and host rocks, apparently independent from SiO_2 , while CaO and Na_2O seem to show a certain evolutive trend between the enclave and the host rock.

To summarize, from the mineralogic respect, the igneous enclaves do not differ much from the host rocks but, with respect to their chemical composition, they differ. The enclaves have a distinct chemical composition, which does not wholly correspond to the chemical composition of any host rock type, which could suggest



și procese specifice particulare de formare și punere în loc (înglobare în roca gazdă). O explicație a acestor compoziții ar putea fi însă pe de o parte aceea că multe dintre enclave sunt constituite fie dintr-un singur mineral fie cel mult din trei, fiind mai degrabă acumulări de minerale (predominant mafice) și nu roci magmatice s.s., iar pe de altă parte apariția lor în primele stadii ale cristalizării magmei, în condiții mult diferite de cele care existau în momentul formării rocii gazdă.

Pe baza caracteristicilor petrografice, mineralogice și geochimice ale enclavelor magmatice putem afirma că:

1. magma rocilor gazdă a fost de tip calcalcalin, adică spre intermediară cu corundum normativ care ar fi putut deriva dintr-o magmă bazalt-andezitică, hidratată, cu diopsid normativ, printr-un proces de cristalizare fracționată;

2. magma s-a format în camere magmatice intermediare, în crustă la o adâncime în jur de 9–10 km unde presiunea a fost estimată la 6,43–6,83 Kb, iar temperatura de 700–800°C. Presiunea a fost calculată pe baza ecuației $P(\pm 0,5 \text{ Kb}) = -3.46(\pm 0,24) + 4,23(\pm 0,13)(Al^I)$; Al^I este conținutul în Al al hornblendei determinat pe baza compoziției chimice și al formulei structurale. Au fost luate în calcul atât cristalele de hornblende din roca gazdă cât și din enclave;

3. enclavele magmatice homeogene au fost considerate ca o dovadă a precipitării dintr-un lichid inițial mai mafic decât lichidul din care au rezultat rocile gazdă;

4. existența și frecvența cristalelor magmatice depinde de tipul petrografic al rocilor gazdă: în dacite riolite și riodacite acestea sunt foarte rare sau lipsesc, pe când în andezite (în special cele cuarțifere) și microdiorite acestea abundă.

specific conditions could be explained, on the one hand, by the fact that many enclaves are built up by a single mineral, at most three minerals, being rather mineral accumulations (predominantly mafics) than igneous rocks s.s., and on the other hand, by their formation in the first stages of magma crystallization, under conditions which differ much from those existed when the rock has formed.

Conclusions. On the ground of the petrographic, mineralogic, and geochemical characteristics of the enclaves we can issue the following statements:

1. The host rock magma was a calc-alkaline one, acidic or intermediary, with normative corundum, which could be derived from a basalt – andesitic hydrated magma, with normative diopside, as a result of a fractioned-crystallization process.

2. The magma has formed in intermediary crustal magmatic chambers, at depths about 15–20 km, where the estimated temperature has been 700–800°C and the pressure 6.43–6.83 Kbar. The pressure was calculated using the equation: $P(+0.5 \text{ Kb}) = -3.46(+0.24) + 4.23(+0.13)(Al)$; Al is the hornblende Al content determined on the basis of the chemical composition and the structural formula P was calculated for the hornblende crystals from both the host rocks and the enclaves.

3. The homeogeneous igneous enclaves have been considered as evidence for the precipitation from a melt initially more mafic than the one the host rocks have resulted from.

4. The presence and the abundance of the igneous enclaves depend on the host rock petrographic type: they are rare or absent in dacites, rhyolites and rhyodacites while in andesites (especially in quartziferous andesites) and in microdiorites they are abundant.

**BRECII INTRUSIVE ȘI MINERALIZAȚII ASOCIATE MAGMATITELOR
ALPINE DIN MUNȚII APUSENI, POIANA RUSCĂ ȘI
DOBROGEA DE NORD**
**ALPINE INTRUSIVE BRECCIAS AND RELATED MINERALIZATIONS IN
THE APUSENI, POIANA RUSCĂ MOUNTAINS AND NORTH DOBROGEA**

A. ȘTEFAN, E. ROȘU, L. NEDELCU, G. UDUBAȘA, V. PARASCHIVOIU,
V. MILU, E. IAMANDEI, S. IAMANDEI, S. BOȘTINESCU

În partea de sud a Munților Apuseni aflărează vulcanite neogene, magmatite banatitice (maastrichtian - paleocene) și granitoide eocretacee, cărora li se asociază breicii intrusive mineralizate sau sterile.

Dintre breiciile afiliate vulcanitelor neogene, în această lucrare prezentăm date asupra acelor de la Baia de Arieș, Bucium Poieni și Bucium Izbita.

În aria Bucium Poieni, pe văile Breaza și Bleantu, legat de dacitul hidrotermalizat figurat pe hartă de Ghițulescu și Socolescu (1941) au fost semnalate de către Pitulea și Ghițulescu (1975) breicii intrusive sterile. Compoziția acestor breicii este mixtă (dacite, roci sedimentare cretacee și magmatite ofiolitice).

La nord-est de Poieni în Valea Ștefanei, breiciile intrusive se asociază unui corp dacitic de dimensiuni reduse și sunt constituite din blocuri și fragmente de dacite și andezite cuarțifere și din roci sedimentare cretacee (siltite, gresii, microconglomerate). Blocurile de dacite subangulare sau angulare pot atinge dimensiuni de până la 20 cm, în timp ce siltitele și gresile, în general rotunjite, au dimensiuni mult mai mici, de până la 3-4 cm. Matricea breicii (până la 70%) este predominant magmatică și nu manifestă orientări preferențiale ale fragmentelor alungite. Uneori la contactul cu elemente de rocă magmatică sunt prezente coroane de reacție. Deși breicia nu este foarte transformată apar totuși zeoliți fibroși radiari sau lamelari.

Breiciile intrusive asociate andezitelor cuarțifere cu amfiboli și biotit ± piroxeni (de tip Arama) aflărează atât la Bucium Poieni cât și la Bucium Izbita, unde sunt mai intens hidrotermalizate.

Breiciile intrusive de la Bucium Poieni au o compoziție mixtă (fiind constituite din andezite de Arama, siltite și gresii cretacee); uneori sunt destul de proaspete (Dealul Chicera), iar alteori alterate (Valea Stelnișoara). Nu suntem siguri că formațiunile clastice din acest sector aparțin în totalitate breiciilor intrusive, ori unele dintre ele reprezintă totuși piroclastite și /sau lave breicioase (Ștefan et al., 1960-1964) dar care anterior au fost considerate (cel puțin în parte) breicii de crater (Ghițulescu și Socolescu, 1941).

In the southern part of the Apuseni Mountains Neogene volcanics, banatitic magmatites (Maastrichtian - Paleocene) and Eocretaceous granitoids crop out with which mineralized or barren intrusive breccias are associated.

In this paper we present data about Neogene volcanics related breccias from Baia de Arieș, Bucium Poieni and Bucium Izbita.

In Bucium Poieni area in the Breaza and Bleantu valleys, barren intrusive breccias were found by Pitulea and Ghițulescu (1975) in connection with hydrothermalized dacite outlined on the map by Ghițulescu and Socolescu (1941). The lithologic composition is mixed (dacites, Cretaceous sedimentary rocks and ophiolitic magmatites).

North-east from Poieni village, in the Ștefanei Valley, the intrusive breccias are related to a small dacitic body and are made up of dacite and quartz - andesite blocks and fragments and of Cretaceous sedimentary rocks (siltites, sandstones, microconglomerates). Sub-angular and angular dacite blocks can have at most 20 cm in size, while the siltites and the sandstones blocks, generally rounded, are much smaller in size, up to 3-4 cm. Breccia matrix (up to 70%) is prevalently magmatic and show no preferential directions of elongated fragments. Sometimes, at the contact with the magmatic rocks elements reaction rims are present. Although breccias are not very transformed, fibrous, radial or lamellar zeolites can be found.

Amphibole, biotite ± pyroxene quartz - andesite (Arama type) related intrusive breccias crop out at, Bucium Poieni as well as at Bucium Izbita, where they are intensely hydrothermalized.

Intrusive breccias from Bucium Poieni have a mixed composition (consisting of Arama type andesites, Cretaceous siltites and sandstone); sometimes they are relatively fresh (Dealul Chicera) but other times are altered (Stelnișoara Valley). We are not convinced that the clastic formations from this sector belong entirely to the intrusive breccias; some of them could represent pyroclastics and/or breccious lavas (Ștefan



În bazinul superior al văii Izbita, legat de andezitele de Arama se întâlnesc brezii intrusive de compoziție mixtă, cu dezvoltare mare la nivelul galeriilor Speranța (960 m) și Hermania (918 m). Elementele din brezie provin din roca cuarț-andezitică generatoare și din gresii și siltitele cretacee. Matricea, bogată în componenta eruptivă, reprezintă până la 80 - 90% din volumul rocii. Pe lângă breziile în care compoziția litologică mixtă este evidentă sunt prezente și brezii constituite practic exclusiv, din andezite de Arama. O reexaminare a acestor formațiuni, (unde a fost posibil și o reinterpretare a datelor mai vechi (Ștefan, în Ștefan et al., 1960-1964) sugerează că, în marea lor majoritate, breziile afiliate structurii vulcanice Arama au la origine explozii provocate de fluidele acumulate în cupola andezitului cuarțifer. Acesta a fost în parte dezagregat și apoi antrenat în deplasări repetate pe verticală, conducând la rotunjirea elementelor de andezite, înglobate ulterior într-o nouă venire de topitură, care reprezintă 80-90% din rocă; astfel de formațiuni au fost descrise ca brezii andezitice de Ghițulescu și Socolescu (1941). Dimensiunile elementelor sunt variabile, în general centimetrice. Între blocurile de brezii mixte de pe halda galeriei Poieni se pot observa coroane de reacție bine exprimate, în jurul unor elemente de andezite subrotunjite. În general elementele angulare sau uneori subangulare de siltite și gresii prezente în breziile din galeria Speranța (960 m) nu depășesc 20% din volumul rocii. În aceste brezii contururile elementelor de andezit de Arama se pierd în matricea de compoziție mixtă, bogată în componenta magmatică.

Brezii intrusive din zonele Bucium Poieni - Bucium Izbita nu au fost însoțite de mineralizații cu importanță economică, dar local în cadrul lor sunt prezente impregnații cu pirită \pm blendă \pm galenă.

Mineralizația filoniană din sistemul Arama-Argintul cu sulfuri polimetalice, sulfosăruri, telururi și aur nativ și cu ganga de cuarț, caolin, sericit, uneori baritina este ulterioară breziilor. Acolo unde pe traseul fantei filoniene se interpun brezii, filonul se fasciculează, devenind din nou unitar la ieșire din corpul de brezie (galeria Nepomuc).

Sfaleritele din mineralizația filoniană diferă compozițional de cele din brezii (gal. Speranța), variațiile în conținuturile de FeS (moli %) sugerând valori oscilante pentru activitatea de FeS în soluții hidrotermale; valorile scăzute sunt caracteristice pentru sfaleritele din sistemele de filoane.

Brezii intrusive și mineralizațiile asociate de la Baia de Arieș sunt legate genetic de andezitele cuarțifere cu hornblendă și biotit, care formează corpuri subvulcanice superficiale și sunt (în general) afectate hidrotermal. În unele cazuri andezitele înglobează xenolite de gnaise micacee, imprimând rocii un aspect

et al., 1960-1964) and have been previously considered (partially at least) crater breccias (Ghițulescu, Socolescu, 1941).

In the upper basin of the Izbita Valley, intrusive breccias related to Arama type andesites were found. They have a mixed composition and a great extension (Speranța (960 m) and Hermania (918 m) galleries).

The breccia elements originate in the quartz-andesite rocks which have generated the breccias and from the Cretaceous sandstones and siltites as well. The matrix, with a high eruptive component, represents up to 80-90% from the rock volume. In addition to breccias with an obvious mixed lithological composition there are breccias built up exclusively of Arama type andesites.

A re-examination of these formations (where a new interpretation of the former data, has been possible, Ștefan, in Ștefan et al., 1960-1964) suggests that most of the breccias related to the Arama volcanic structure originate in explosive episodes caused by the fluids accumulated in the quartz-andesite cupole. This andesite has been partially crushed and, subsequently, repeatedly vertically moved. This process leads to the rounded form of andesite elements. These have been subsequently included in a new uplift of the melt which represents 80-90% of the bulk rock; such formations have been described by Ghițulescu and Socolescu (1941) as andesite breccias. The elements have different dimensions, generally not bigger than a few centimeters. Among the blocks of mixed breccias from the dump of the Poieni mine one can observe well-shaped reaction halo around some subrounded andesite elements. Generally, the angular or subangular sandstone and siltite blocks which were found in the breccias from Speranța gallery (960 m) do not exceed 20% of the rock volume. In these breccias the outlines of the elements of the Arama type andesites vanish in the mixed matrix, rich in the magmatic component.

The intrusive breccias from Bucium Poieni - Bucium Izbita zones are not accompanied by economically important mineralizations but, locally, they contain impregnated pyrite \pm sphalerite \pm galena.

The vein mineralization from the Arama Argintul system, containing polymetallic sulfides, sulfosalts, telurides and native gold, and quartz, kaolin sericite, sometimes baryte as ganga is subsequent to the breccias. In the places where breccias interpose on the trajectory of the vein, this is fasciculated, becoming again a whole when it passes out from the breccia body (Nepomuc Gallery). The composition of the sphalerite from the vein mineralization differs from that of the sphalerite in breccias (Speranța Gallery); the variation of the FeS content (mole %) suggests oscillatory values of the FeS activity in the hydrothermal solutions; the low values are specific to the sphalerite of the vein

brecios. Autoclastele de andezite sunt destul de rare, iar cele care se întâlnesc au masa fundamentală viitoare (halda gal. Speranța + 250 m). Brezii fine, tufizite se înșinuează pe crăpături în andezitul cu hornblendă și biotit. Corpurile de brezii intrusive sunt localizate în roca andezitică, la contactul acesteia cu șisturile și calcarele cristaline. Matricea, în general alterată hidrotermal, participă în proporții variabile la alcătuirea breziilor, de la procente nesemnificative, în cadrul breziilor de fisurare - crăpare ("crackle breccia") și în breziile de autorambleiere, până la proporții de 60-70%. Morfologia corpurilor de brezii interceptate prin lucrări miniere și de foraj (Cochet, 1957; Ghițulescu et al., 1979, 1983) este simplă, cilindroidă, de tip "breccia pipe". Dimensiunile axelor în plan transversal (de regulă eliptic) variază de la metri la sute de metri, iar pe verticală pot depăși 500 m. În vecinătatea corpurilor de brezii, ca efect al exploziilor determinate de fluidele hidrotermale-magmatice, se dezvoltă discontinuu zone de fisurare-crăpare intensă, formând spații favorabile pentru depunerea mineralelor de neoformație. Umplutura coșurilor (pipes) este o breccia cu elemente de andezite și șisturi cristaline.

La suprafață, în valea Ambru am identificat mai multe generații de breccia. Morfologia fragmentelor și blocurilor de roci care compun breziile intrusive este variabilă, elementele prezentând contururi rotunjite sau angulare, iar dimensiunile blocurilor și fragmentelor variază de la subcentimetrice până la zeci de metri. În breziile din valea Ambru sunt prezente fragmente de micașisturi ± granați, gnaise și calcare, alături de andezitele cuarțifere intens hidrotermalizate (carbonatate, cloritizate, sericitizate și argilizate). Matricea breziilor este predominant andezitică însă întotdeauna impurificată cu miche, cuarțite micacee sau granați.

În subteran observațiile noastre au fost efectuate la diferite nivele asupra corpurilor de breccia aurifere din sectorul Afiniș (- 150 m; stock II - 148 m; stock V - 119 m; - 150 m) sau asupra mineralizației complexe din zona valea Lacului Nord (- 150 m). Prin cristalizarea magmei cuarț-andezitice rezultă importante volume de fluide sub presiune, capabile să producă explozii violente și să genereze "pipe"-uri. Rolul major al "breccia-pipe"-lor în metalogeneza de la Baia de Arieș este atestat de faptul că toate corpurile de minereu aurifer sau polimetalic sunt localizate în aceste roci clastice. În anumite cazuri golurile au fost umplute cu blocuri și dale căzute din pereți; acest proces a fost propagat în general vertical sub influența gravitației. În acest caz rămân spații libere care ating câteva procente din volumul total și care constituie adevărate capcane pentru soluțiile hidrotermale. O astfel de capcană o constituie stockwork-ul I din andezitele de Afiniș în-

system.

The intrusive breccias and the associated mineralizations from Baia de Arieș are genetically related to the quartz-andesites with hornblende and biotite, which form shallow subvolcanic bodies and are, generally, hydrothermally altered. In some cases the andesites include mica gneisses xenolites which give a breccia-like aspect of the rock. The andesite autoclasts are relatively rare, and the existing ones have a vitreous groundmass (the mine dump of Speranța gallery + 250m). Fine breccias (tuffisitic) have pierced along cracks in the hornblende-biotite andesite. The intrusive breccia bodies are located in the andesitic rock, at its contact with the schists and the crystalline limestones. The matrix, generally hydrothermally altered, takes part in different proportions, to the constitution of the breccias, going from a few percents for the crackle and the fissure breccias, up to 60-70 %. The morphology of the breccia bodies intercepted by mining works and drilling (Cochet, 1957; Ghițulescu et al., 1979, 1983) is simple cylinder-like, of the breccia-pipe type. The dimensions of a transverse section (usually elliptical) vary from meters to hundreds of meters; the vertical dimension of these breccia bodies can exceed 500m. In the proximity of the breccia bodies, as a consequence of the explosions caused by the hydrothermal-magmatic fluids, discontinuous zones of intense cracking develop, forming favourable spaces for the neoformation minerals. The pipes are filled with a polygenous breccia with elements of andesites and crystalline schists.

In the Ambru valley we have identified more breccia generations. The morphology of the fragments and blocks of the intrusive breccias vary, being rounded to angular. The dimensions of the fragments and blocks vary from less than a centimeter to tens of meters. The breccias from the Ambru valley contain fragments of micaschists ± granats, gneisses, limestones and intensely hydrothermalized quartz-andesites (carbonated, chloritized, sericitized and argillised), as well. The breccia matrix is mostly andesitic but always impure, containing micas, micaceous quartzites or garnets.

Underground, we studied the gold-bearing breccia bodies from the Afiniș sector at more levels (-150; stock II - 148 m; stock V - 119m; - 150 m) and the complex mineralization from the North Lacului area (- 150 m). As a result of quartz-andesite magma crystallisation, great volumes of pressured fluids have been produced. These fluids have been able to generate violent explosions and to generate the pipe. The major role of the breccia - pipes in the metallogenesis from Baia de Arieș is evidenced by the fact that all the gold or polymetallic orebodies are located in these clastic rocks. In some instances, the empty spaces were filled by the blocks



tens fracturate și hidrotermalizate. Înălțimea acestei capcane este de 140 m (Ghițulescu et al., 1979).

Mineralizația s-a depus sub formă de cruste în golurile dintre blocuri sau a impregnat ori substituit metasomatic pe unele dintre ele. O situație similară se întâlnește în stockwork-ul II înalt de 260 m și cu diametrele secțiunii eliptice la diferite nivele variind între 40 și 80 m. În sectorul Afișiș se întâlnește un tip special de filonașe localizate în fracțiuni cu înclinare mică (sub 45°) și cu grosimi variabile (de la milimetrice la centimetrice). Aceste fracturi filoniene sunt situate în masivul andezitic dar ele sunt în strânsă legătură cu "pippe"-ul de brechie, care (ea însăși) este străbătută de fracturi.

Stockwork-ul V este asemănător cu stockwork-ul I. De la orizontul principal (Pacea = 507 m) în jos compoziția litologică a stock-ului este mixtă: la nord este formată din șisturi cristaline brechifiate, asemănătoare cu cele din stockwork-ul VI, în timp ce la sud constă din dale de andezit și o brechie poligenă mineralizată. Capcanele pentru polimetalice din stockwork-ul Iosif din cupola unei "pipe" vulcanic de brechie (cu extindere verticală între 437-587 m) sunt localizate în calcare cristaline și în andezite de Ambru.

Principalul zăcământ aurifer este cantonat în structura vulcanică Afișiș fiind constituit din câteva stock-uri dispuse la periferia corpului de "breccia pipe". Umplutura este constituită dintr-o formațiune brechioasă, poligenă, cu matricea cineritică, poroasă. În jurul corpurilor de brechia pipe andezitul este fisurat și adesea brechifiat. Roca este hidrotermalizată în zona de contact, intensitatea transformărilor scăzând gradat spre exterior.

Structura Ambru, spre sud-est de Afișiș, comportă concentrații mari de minereu de plumb, zinc și pirită. Structura este formată din șisturi și calcare cristaline dislocate și străbătute de andezite amfibolitice și de corpurile de "breccia pipe" asociate.

Minereul s-a format în principal prin substituția metasomatică în pereții de calcare cristaline și de "breccia pipe" (Ghițulescu și Sprânceană, 1983). Concentrația mineralizației a fost determinată ca și în sectorul Afișiș, de un fenomen de captare a soluțiilor hidrotermale. Forma de zăcământ a minereului din sectorul Ambru este aceea de stock-uri, filoane cu grosimi reduse și înclinări mici, precum și impregnații și corpuri hidrometasomatie dezvoltate în "breccia pipe"-uri pe seama calcarelor cristaline.

Pentru a stabili condițiile fizico-chimice de formare a mineralizațiilor de la Baia de Arieș s-a făcut apel la studiul morfologiei piritei, precum și la analiza compoziției sfaleritului sincron. Estimarea parametrilor fizico-chimici ai fluidelor din sistemul hidrotermal Baia de Arieș s-a realizat prin compararea cu rezultatele obținute pe cale experimentală

fallen from the walls; this process has developed vertically under the gravitation influence. In this case empty spaces remain averaging a few percents of the whole volume of the rock, which represent real traps for the hydrothermal solutions. Such a trap is the stockwork I from the Afișiș andesites, intensely fractured and hydrothermalized. The height of this trap is 140 meters (Ghițulescu et al., 1979).

The mineralization has been deposited as crusts in the empty spaces between the blocks or has impregnated or metasomatically substituted some of the blocks. A similar situation was found in the stockwork II, 260 m high, and the diameters of the elliptical section varying from a level to another from 40 m to 80 m. In the Afișiș sector a special type of vein has been found. It is represented by little veins located in gently dipping (under 45°) fractures, with varying thickness (millimeters to centimeters). These fractures are located in the andesite massif but they are closely related to the breccia pipe, which itself is crosscut by fractures.

The stockwork V is alike the stockwork I. From the main horizon (Pacea=507 m) downwards the lithological composition of the stockwork is mixed: to the north it is built up of brecciated crystalline schists, resembling those from stockwork VI, while to the south it is built of andesite slabs and a mineralized polygenous breccia. The traps for the polymetallic sulphides from the stockwork Iosif. From volcanic breccia pipe cupola (with vertical extent between 437-587 m) are localized in crystalline limestones and Ambru andesites.

The principal auriferous deposit is localized in Afișiș volcanic structure being constituted of some stocks disposed at periferal part of the breccia pipe body. The filling is constituted of polygenic breccious formation with cineritic porous matrix. Around the breccia pipes bodies andesite is fissured and often brecciated. At the contact zone the rock is hydrothermalized, transformations intensity gradually diminished to the outer part.

The Ambru structure, south-east of Afișiș, contains high concentrations of Pb, Zn and pyrite. The structure is formed of crystalline limestones and schists, dislodged and pierced by amphibole andesites and by breccia-pipe associate bodies.

The ore has formed chiefly by the metasomatic replacement in the walls of crystalline limestones and breccia pipes (Ghițulescu and Sprânceană, 1983). The mineralization deposition has been determined, as in the Afișiș sector, by the capture of the hydrothermal solutions. The mineralization from the Ambru sector forms stocks, veins with low dip and thickness as well as impregnations and hydrometasomatic bodies, developed in breccia-pipes on crystalline limestones account.

In order to establish the physical - chemical condi-



(Murowchich, Barnes, 1978) în condiții controlate de suprasaturație (S) și temperatură (T) ale fluidelor. Astfel, au fost deduse patru domenii de suprasaturație - temperatura fluidelor din sistem: I suprasaturație scăzută - temperatură ridicată ($S_S - T_R$); II suprasaturație moderată - temperatură ridicată ($S_M - T_R$); III suprasaturație moderată - temperatură scăzută ($S_M - T_S$); IV domeniul de tranziție ($S_M - T_R / S_M - T_S$).

Analizele cantitative efectuate cu microsonda electronică (SEM - EDAX) pe granule de sfalerit evidențiază conținuturi scăzute în Fe (0,2-3,73%) și distribuții neuniforme ale valorilor. Temperaturile estimative la care s-a format sfaleritul sunt în jur de 370° C. Aceste temperaturi sunt în concordanță cu temperaturile (T_R) evidențiate de geotermometrul morfologic al piritei. Întrucât probarea nu a putut fi efectuată peste tot și numărul de probe a fost prea mic, interpretarea domeniilor S-T are un caracter preliminar. Se pot menționa următoarele: a) domeniul III, $S_M - T_S$, cuprinde stockurile 2, 5 și parțial AVBR și filon Ion VI; b) domeniul II, $S_M - T_R$, are o extindere mare: corpurile Afiniș, Valea Lacului de Nord și parțial AVBR și filon Ion VI; c) domeniul IV, $S_M - T_R / S_M - T_S$, reprezintă de fapt un punct de răcire în cadrul domeniului II; d) domeniul I, $S_S - T_R$, este reprezentat sporadic în două puncte situate în vest COR 3 și Valea Lacului Nord (complexe). Se remarcă astfel temperatura mai scăzută (T_S) a soluțiilor hidrotermale în cazul stockwork-urilor II și V față de temperatura ridicată (T_R) în cazul celorlalte corpuri de breccii. De aici s-ar putea trage concluzia că, fie regimul fluidelor hidrotermale a fost diferit în stockwork-urile II și V față de cel din restul corpurilor de breccie, fie că diferențele s-ar datora modificării parametrilor fluidelor hidrotermale în funcție de căile de acces, litologie și distanță.

În anul 1996-1997 ne-am ocupat cu studiul breccilor intrusive asociate granitoidelor eocretacice, care se întâlnesc în culoarul Mureșului sau la nord de aceasta (în Munții Apuseni de Sud) cât și cu cercetarea breccilor intrusive asociate magmatitelor calcoalcaline banatitice din Poiana Ruscă și același culoar al Mureșului.

Riolitelor jurasice din Dobrogea de Nord li se asociază breccii intrusive pe care noi le-am studiat (1996-1997) la Somova, în dealul Cortelu - Valea Ormanu cu Pari, breccii însoțite de mineralizații de sulfuri și barietă.

Brecciile intrusive asociate granitoidelor eocretacice sunt fie mineralizate (Dealul Mare - Podele) cu sulfuri sau cu aur ± sulfuri (Băița Crăciunești) fie sterile ca în Valea Lungă. În zonele în care granitoidele faneritice eocretacice (diorite cuarțifere, tonalite, granodiorite, granite) ocupă cele mai mari volume (Săvârșin și

ționi de mineralizare) studii morfologice de depunere și analizele de compoziție sincronă ale sfaleritului compoziții au fost făcute. Estimarea parametrilor fizico-chimici ai fluidului din sistemul hidrotermal Baia de Arieș a fost făcută prin comparație cu rezultatele obținute în experimente (Murowchich, Barnes, 1987) în condiții controlate de suprasaturație (S) și temperatură (T) ale fluidelor. În acest fel patru domenii de suprasaturație - temperatură au fost deduse: I. joasă suprasaturație, temperaturi înalte ($S_S - T_R$); II. moderată suprasaturație - temperaturi înalte ($S_M - T_R$); III. moderată suprasaturație - temperaturi joase ($S_M - T_S$); IV. câmp tranzițiv ($S_M - T_R / S_M - T_S$).

Analizele cantitative electron microprobe făcute cu o instalație SEM - EDAX pe granule de sfalerit au arătat conținuturi scăzute în Fe (0,2 - 3,73%) și distribuții neuniforme ale valorilor. Temperaturile estimative pentru depunerea sfaleritului sunt în jur de 370° C. Aceste temperaturi sunt în bună concordanță cu temperaturile (T_R) evidențiate de pirita geomorfologică. Din cauza faptului că probarea nu a putut fi efectuată peste tot și numărul de probe a fost prea mic, interpretarea domeniilor S - T are un caracter preliminar. Se pot menționa următoarele: a) câmpul III, $S_M - T_S$, cuprinde stockurile 2, 5 și parțial AVBR și filon Ion VI; b) câmpul II, $S_M - T_R$, are o extindere mare: corpurile Afiniș, Valea Lacului de Nord și parțial AVBR și filon Ion VI; c) câmpul IV, $S_M - T_R / S_M - T_S$, reprezintă de fapt un punct de răcire în cadrul domeniului II; d) câmpul I, $S_S - T_R$, este reprezentat sporadic în două puncte situate în vest COR 3 și Valea Lacului Nord (complexe). Se remarcă astfel temperatura mai scăzută (T_S) a soluțiilor hidrotermale în cazul stockwork-urilor II și V față de temperatura ridicată (T_R) în cazul celorlalte corpuri de breccii. De aici s-ar putea trage concluzia că, fie regimul fluidelor hidrotermale a fost diferit în stockwork-urile II și V față de cel din restul corpurilor de breccie, fie că diferențele s-ar datora modificării parametrilor fluidelor hidrotermale în funcție de căile de acces, litologie și distanță.

În 1996 - 1997 am studiat brecciile intrusive asociate granitoidelor eocretacice din Mureș, sau la nord de aceasta (în Munții Apuseni de Sud) cât și cu cercetarea breccilor intrusive asociate magmatitelor calcoalcaline banatitice din Poiana Ruscă și același culoar al Mureșului.

Riolitelor jurasice din Dobrogea de Nord li se asociază breccii intrusive pe care noi le-am studiat (1996-1997) la Somova, în dealul Cortelu - Valea Ormanu cu Pari, breccii însoțite de mineralizații de sulfuri și barietă.

Brecciile intrusive asociate granitoidelor eocretacice sunt fie mineralizate (Dealul Mare - Podele) cu sulfuri sau cu aur ± sulfuri (Băița Crăciunești) fie sterile ca în Valea Lungă. În zonele în care granitoidele faneritice eocretacice (diorite cuarțifere, tonalite, granodiorite, granite) ocupă cele mai mari volume (Săvârșin și



Cerbia), breziile intrusive lipsesc. La Cerbia rocile granodiorit-granitice, cu fisuri în rețea în care s-a depus pirita, amintesc de sistemul porphyry copper. Mineralizația de pe hălzi este reprezentată prin moli-bdenit și pirită asociate cu cuarț și este depusă pe un sistem fisural reticulat sau ca diseminări. La Vorța (pe hălzi; Puțurile I și II) s-au întâlnit brezii intrusive (de explozie) legate, ca și la Podele, de roci microgranodioritice porfirice. Breziile pot fi rioclitice sau andezitice, aloclastice sau mixte.

Breziile intrusive asociate magmatitelor banatitice din culoarul Mureșului și Poiana Ruscă sunt mult mai restrânse ca areal și volum decât corespondențele lor din Apusenii de Nord (Vlădeasa, Gilău, Borod-Cornițel).

Se cunosc breziile intrusive asociate andezitelor bazaltice paleogene, dintre care cele mai caracteristice apar la vest de Lesnic, în stânga șoselei ce duce de la Deva la Arad. Roca magmatică a străpuns depozitele sedimentare cretacice și a înglobat gresii și siltite din acestea (brezii de intruziune sau de contact).

În imediata apropiere sunt în loc brezii aloclastice masive constituite din gresii, argile, silturi și calcare, precum și frecvente fragmente de bazalte și andezite ofiolitice alterate hidrotermale și prezente cu deosebire în matricea rocii. Dispunerea paralelă a fragmentelor de roci sedimentare mezozoice indică procese de fluidizare.

Corpul de andezit bazaltic de la Măgura Sârbi este cel mai bine deschis și este înconjurat de depozitele maastrichtian - paleocene cu radiolari, pe care le străbate și le anclavează în cantități variabile, ajungându-se uneori la proporții de 1:1. în partea estică a carierei, andezitele bazaltice vin în contact și cu piroclastitele cu blocuri de andezite și riolite pe care le străbate și înglobează (ca xenolite). Suntem în prezența unor brezii de contact de (intruziune) probabil conjugate cu o brezie de explozie.

Prezența breziilor intrusive asociate andezitelor bazaltice de la Măgura Branisca nu este sigură.

Breziile intrusive asociate dacitelor - microgranodioritelor banatitice de la Bulza sunt uneori însoțite de slabe mineralizații de sulfuri polimetalice. La alcătuirea breziilor participă fragmente de piroclastite (în special andezitice) dar și de roci faneritice, monzodioritice; am remarcat de asemenea autoclaste. Observațiile de teren confirmate de studiile de laborator arată că, originea și locul breziilor în succesiunea evoluției magmatismului banatitic este incontestabilă.

Breziile intrusive asociate magmatitelor banatitice din Poiana Ruscă sunt rare și au volume reduse; ele sunt aflitate atât andezit-microdioritelor cât și dacit-granodioritelor.

La Drinova brezia andezitică (cu autoclaste) este intens transformată (carbonată și sericitizată), încât

Podele) with sulfides or gold \pm sulfides (Băița Crăciunești) or barren (Valea Lungă). In zones where the phaneritic Eocretaceous granitoids (quartz-diorites, tonalites, granodiorites, granites) cover the largest areas (Săvârșin and Cerbia), the intrusive breccias are absent. At Cerbia the granodiorite-granite rocks with network fissures in which the pyrite has been deposited, resemble the porphyry copper system. The mineralization from the mine dump is represented by molybdenite and pyrite associated with quartz and is deposited as a reticular fissural system or as disseminated mineralizations.

At Vorța (on pit I and II dumps), intrusive breccias (explosion breccias) have been found. They are related to porphyritic microgranodiorites, the same situation as at Podele. The breccias may be rhyodacitic or andesitic, aloclastic or mixed.

The intrusive breccias associated to the banatite igneous rocks from the Mureș passage and Poiana Ruscă Mountains have a smaller outcropping area and smaller volume, too, in comparison with their correspondent rocks from the northern Apuseni Mountains (Vlădeasa, Gilău, Borod - Cornițel, Bihor).

There were known the intrusive breccias associated to the Paleogene basaltic andesites, the most typical of which occur west of Lesnic, on the left side of the road from Deva to Arad. The igneous rock has pierced the Cretaceous sedimentary formations and has included sandstone and siltites from these formations (intrusion or contact breccias).

In the very proximity there are outcrops of aloclastic massive breccias, built up by sandstone, shales, and silts and limestones as well as fragments of ophiolitic basalts and andesites hydrothermally altered, which are present especially in the rock matrix. The parallel arrangement of the fragments of Mesozoic sedimentary rocks indicates fluidization processes.

The basaltic andesite body from Măgura Sârbi is the better opened and is surrounded by Maastrichtian - Paleocene radiolarian deposits, which it has pierced and enclaved in varying quantities, up to 1:1 ratio. In the eastern part of the quarry, the basaltic andesites are in contact with pyroclastics containing andesite and rhyolite blocks which they pierced and enclaved (as xenolites). It is an example of contact (intrusion) breccias, probably coupled with an explosion breccia.

The occurrence of the intrusive breccias associated with basalt andesites from Măgura Branisca is not certain.

The intrusive breccias associated with the banatitic dacite - microgranodiorites from Bulza are sometimes accompanied by poor polymetallic sulfide mineralizations. In the breccia constitution, fragments of pyroclastics (andesite especially) but phaneritic, monzodiorite rocks have been found, as well as autoclasts. Our



structura inițială a rocii este mascată. Roca este sterilă.

La nord de Glamboca breția este formată pe un fond de piroclastit andezitic și are matrice eruptivă, tot andezitică. În a II-a carieră breția cuprinde și roci microgranitice (care au generat-o) precum și corneene.

Deși la Rușchița, în materialul de pe haldă n-am identificat breții intrusive, unul dintre autorii prezentei lucrări (Udubașa, 1968; 1969; 1970) a descris amănunțit volburi cu mineralizații de sulfuri polimetalice formate pe un fond de calcare și de șisturi cuarțitice micacee, care pot fi echivalate cu "breccia pipe" și /sau "crackle breccia"; elementele nu s-au deplasat unul față de altul.

Brețiile intrusive asociate riolitelor jurasice din Dobrogea de Nord sunt cel mai bine reprezentate în zona Somova, unde sunt însoțite de mineralizații de sulfuri polimetalice și baritină. Aceste breții se întâlnesc în cariera Cortelu și se continuă spre vest, prin Valea Minei fiind interceptate în galeriile Gura Zmeului și XIII, până în Valea Ormanu cu Pari. Pe hălzile puțului și ale galeriilor XIII și XIV din Valea Ormanu cu Pari se întâlnesc de asemenea astfel de breții.

Metosomatitele pot fi atât carbonatice cât și cuarțfeldspatice (cuarț + adular). Agregate de acest tip ciuieresc o masă fundamentală vitroasă, verde, cu relief neobișnuit de ridicat pentru aceste roci. Corpurile de breții prezintă de obicei forme neregulate, dar așa cum s-a arătat se întâlnesc și "pebble dyke"-uri sau "breccia pipe"-uri (Stiopol et al., 1976). În galeria XIII s-au întâlnit și "crackle breccia".

În cariera Cortelu tipurile de breții sunt foarte variate, particularitățile lor fiziografice primare fiind adesea mascate de produsele proceselor metasomatice intense. Dominante sunt brețiile de compoziție mixtă (calcare, argilite și riolite) sau cele de tip "crackle breccia". Prezența fragmentelor angulare de sticlă verzuie care sub microscop prezintă indici de refracție mult prea ridicați, iar compozițional sunt bogate în magneziu (cca 20%), sugerează că acestea provin din anvelopa inițială a topiturii riolitice contaminată cu material bazic pus în loc anterior. Procesele explozive care au generat brețiile intrusive au antrenat fragmente de sticlă (cu rare cristale de cuarț și feldspat alcalin dezamestecat, provenite din granitoide) pe întreaga coloană și au fost supuse metasomatismului generat de fluidele ulterioare, bogate în silice și potasiu; magneziul a fost eliberat și s-a format un front care a condus la dolomitizarea calcarelor de la Somova.

Astfel de breții intens afectate de procese metasomatice, sunt însoțite uneori și de procese metalogene, concretizate prin prezența sulfurilor de Zn și Pb și a unor acumulări importante de baritină.

Pe aliniamentul vestic al riolitelor de la Camena se întâlnesc breții tectonice riolitice care prezintă cara-

field observations, validated by the laboratory studies indicated that the existence, the origin and the place of the breccias in the sequence of the banatitic magmatism are above any doubt.

The intrusive breccias associated with the banatitic igneous rocks from Poiana Ruscă are rare and have small volumes. They are related both to the andesite microdiorites and dacite-granodiorites.

At Drinova, the andesitic breccia (containing auto-clasts) is intensely altered (carbonated and sericitized) so that the initial structure of the rocks cannot be recognized. The rock is barren.

North of Glamboca, the breccia has been generated on andesite piroclastite background and has an eruptive matrix, andesite too. In a second quarry, the breccia contains microgranitic rocks (which have generated it) and hornfelses too.

Although at Rușchița, in the rocks from the dump we did not find intrusive breccias, one of the authors of this paper (Udubașa, 1968, 1969, 1970) minutely described stockwork with polymetallic sulfide mineralizations formed on a background of limestones and mica-quartzitic schists, which may be equated with breccia pipe and/or crackle breccia; the elements did not move in respect to one another.

The intrusive breccias, associated with the Jurassic rhyolites from the northern Dobrogea are the best represented in Somova zone, where they are accompanied by polymetallic sulfide and baryte mineralizations. These breccias occur in Cortelu quarry and they continue to the west through Valea Minei and are intercepted in Gura Zmeului and XIII galleries up to Valea Ormanu cu Pari. On the dump of the pit and the XIII and XIV galleries from Valea Ormanului cu Pari this breccia-type has been found, too.

The metosomatites may be carbonate and quartz-feldspathic (quartz-adularia) as well. The quartz-feldspathic aggregates pierce a green, glassy ground-mass, with an unusually high relief for these rocks. The breccia bodies show irregular forms but pebble dykes and breccia-pipes have been found, too (Stiopol et al., 1976). In the gallery XIII crackle breccias have been also found.

In the Cortelu quarry, the breccia types are very diversified, their primary physiographic characteristics being often obliterated by the products of intense metasomatic processes. The mixed composition breccias (limestones, argillites, rhyolites) and crackle-type breccias are prevailing.

The existence of the angular greenish glass fragments which, under the microscope, show much to high refractive indices, and, compositionally, are Mg-rich (avg. 20% Mg) suggest that they have come from the initial envelope of the rhyolite melt, contaminated with basic material consolidated earlier. The explosive



cteristici asemănătoare celor intrusive rezultate prin explozii; ele prezintă și urme ale unor procese de fluidizare și sunt sterile.

processes (which generated the intrusive breccias have pushed the glass fragments with rare crystals of quartz and exsolved alkali feldspar, belonging to granitoides) along the whole column and have been subject to the metasomatism generated by the silica and potassium rich subsequent fluids; the magnesium has been expelled; a magnesian front has been formed, leading to the dolomitization of Somova limestones.

Such breccias, intensely transformed by metasomatic processes, are, sometimes, accompanied by met-allogenetical processes, materialized by the occurrence of the Zn and Pb sulfides and important baryte accumulations.

In the western alignment of the rhyolites from Camena rhyolitic tectonic breccias occur. They show characteristic features very close to those of the intrusive breccias, generated by explosion; they are barren and show the features of fluidisation processes.

Selective References

- Cochet J.R. (1957) - Contribuții geologice asupra zăcămintelor aurifere de la Baia de Arieș. *Rev. Minelor*, VIII/10, p. 467 - 475, București.
- Ghițulescu T.P., Pitulea G., Ghițulescu I. (1979) - The role of the volcanic breccia pipes in the metallogenesis in the Baia de Arieș mining district. *Rev. Roum. Geol., Geofiz., Geogr., Geologie*, Tome 23/1 p. 313, București.
- Ghițulescu T.P., Socolescu M. (1941) - Études géologiques et minières des Monts Metallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, București.
- Ghițulescu T.P., Sprânceană M. (1983) - Le rôle de l'effet de piège dans la concentration de la minéralisation métallifère dans le gisement de Baia de Arieș (Monts Metallifères de la Transilvania). *Carp. Balk. Asoc. Geol. Congres. XIII. An. Inst. geol., geofiz.* LXI, 179 - 187, București.
- Murowchich J.B., Barnes H.L. (1987) Effects of temperature and degrees of supersaturation on pyrite morphology. *Am. Mineralogist*, 72, p. 1241 - 1250.
- Pitulea G., Ghițulescu I. (1975) - O nouă structură subvulcanică neogenă în partea de nord-est a Munților Metalliferi (regiunea Bucium). *St. Cerc., Geol., Geofiz., Geogr., Geologie*, Tome 20/1, p. 25 - 39, București.
- Stiopol V., Măldărescu I., Popescu C. Gh. (1976) - Cortelu ore deposits (North Dobrogea). A new model of its formation. *Rev. Roum. Geol., Geophys et Geogr., Geologie*, 20/2, p. 179 - 184, București.



**ASUPRA PREZENȚEI UNOR ANDEZITE CUARȚIFERE ÎN ZONA DEALUL
MĂGURA-VALEA VĂRMĂGEAUA (INSULA CRISTALINĂ RAPOLT)
ON THE PRESENCE OF SOME QUARTZ ANDESITES IN THE MĂGURA
HILL - VĂRMĂGEAUA CREEK AREA
(RAPOLT CRYSTALLINE)**

Florin SCURTU, Dan ALEXANDRESCU

În cadrul cercetărilor geofizice complexe efectuate în insula cristalină Rapolt, una din metodele geofizice utilizate a fost magnetometria. Obiectivul cercetărilor magnetometrice a fost localizarea și detalierea la sol a unor anomalii aeromagnetometrice. În acest scop au fost executate mai multe profile ΔT orientate nord-sud, echidistanțate la 500 metri și cu distanța de 20 metri între stații și profil. Aparatura utilizată a constat într-un magnetometru Geometrics MP2, cu afișaj numeric și precizia cititorilor de 1 nT.

În cadrul acestor măsurători, la SV de Dealul Măgura, în zona obârșiei Pârâului Cracului (afluent sudic al pârâului Vărmăgea, care la rândul său este afluent estic al văii Vărmăgea), a fost evidențiată o zonă anomală de circa 800 metri lungime (pe direcția VNV - ESE) și circa 250 metri lățime, care este posibil să se continue spre est încă circa 500 metri (fig. 1).

Anomalia a fost parțial detaliată prin profile intermediare (fig. 2), dar nu s-a putut realiza o densitate suficientă de stații pe întreaga zonă anomală, deoarece aceasta era ocupată de o plantație forestieră tânără, foarte deasă, a cărei traversare era extrem de dificilă.

Anomalia magnetometrică astfel cartată este destul de agitată, incluzând mai multe anomalii dipolare cu amplitudini maxime de ordinul a 200 nT. Diferența între valoarea maximă și cea minimă măsurate în cuprinsul anomaliei este de circa 300 nT.

Explicația aspectului agitat al anomaliei rezidă în adâncimea foarte mică a corpului perturbat, care face ca orice neregularitate sau alterare neomogenă în partea sa superioară să conducă la apariția unor anomalii magnetometrice strict locale.

Din punct de vedere geologic, zona anomală se situează pe cristalin (în cadrul insulei cristaline Rapolt), care în imediata vecinătate a acestei zone este constituit din metatufuri acide și șisturi sericito-cloritoase, parțial mineralizate cu pirită, Au, Ag, Pb, Zn, de origine vulcanogenă metamorfozată și tectogenă (Berbeleac, 1970). Exact pe zona anomaliei se află un număr mare de blocuri de andezite de culoare gri sau roșcată-violacee, în mare parte acoperite de sol, ceea ce ne conduce la concluzia că aceste blocuri fac parte

În cadrul cercetărilor geofizice complexe efectuate în insula cristalină Rapolt, una din metodele geofizice utilizate a fost magnetometria. Obiectivul cercetărilor magnetometrice a fost localizarea și detalierea la sol a unor anomalii aeromagnetometrice. În acest scop au fost executate mai multe profile ΔT orientate nord-sud, echidistanțate la 500 metri și cu distanța de 20 metri între stații și profil. Aparatura utilizată a constat într-un magnetometru Geometrics MP2, cu afișaj numeric și precizia cititorilor de 1 nT.

By these measurements, south-west of the Măgura Hill, in the spring area of the Cracului creek (southern tributary of the Vărmăgea creek, that in its turn is an eastern tributary of the Vărmăgea valley), an anomalous area of about 800 m long (in WNW - ESE direction) and about 250 m wide was outlined, possibly continuing eastwards for another 500 m approximately (Fig. 1).

The anomaly was partly detailed through intermediate profiles (Fig. 2), but a sufficiently closely spaced station grid could not be achieved over the entire anomalous area, as this one was covered by a thick young forest plantation extremely difficult to go through.

The magnetic anomaly resulting is rather unsteady, including several dipole anomalies of maximum amplitude of the order of 200 nT. The difference between the maximum and the minimum values measured throughout the anomaly is of about 300 nT.

The explanation of the unsteady look of the anomaly consists of the disturbing body being very shallow, resulting in any irregularity or unhomogeneous alteration in its upper part leading to the occurrence of strictly local magnetic anomalies.

From geological point of view, the anomalous area is located on the crystalline basement (within the Rapolt crystalline) made, in the close vicinity of this area, of acid metatuffs and sericito-chlorite schists partly mineralised with pyrite, Au, Ag, Pb, Zn of a volcanogenic origin, metamorphosed, and a tectogenic one (Berbeleac, 1970). Precisely in the anomaly's area there is a great number of grey or reddish-violaceous andesite



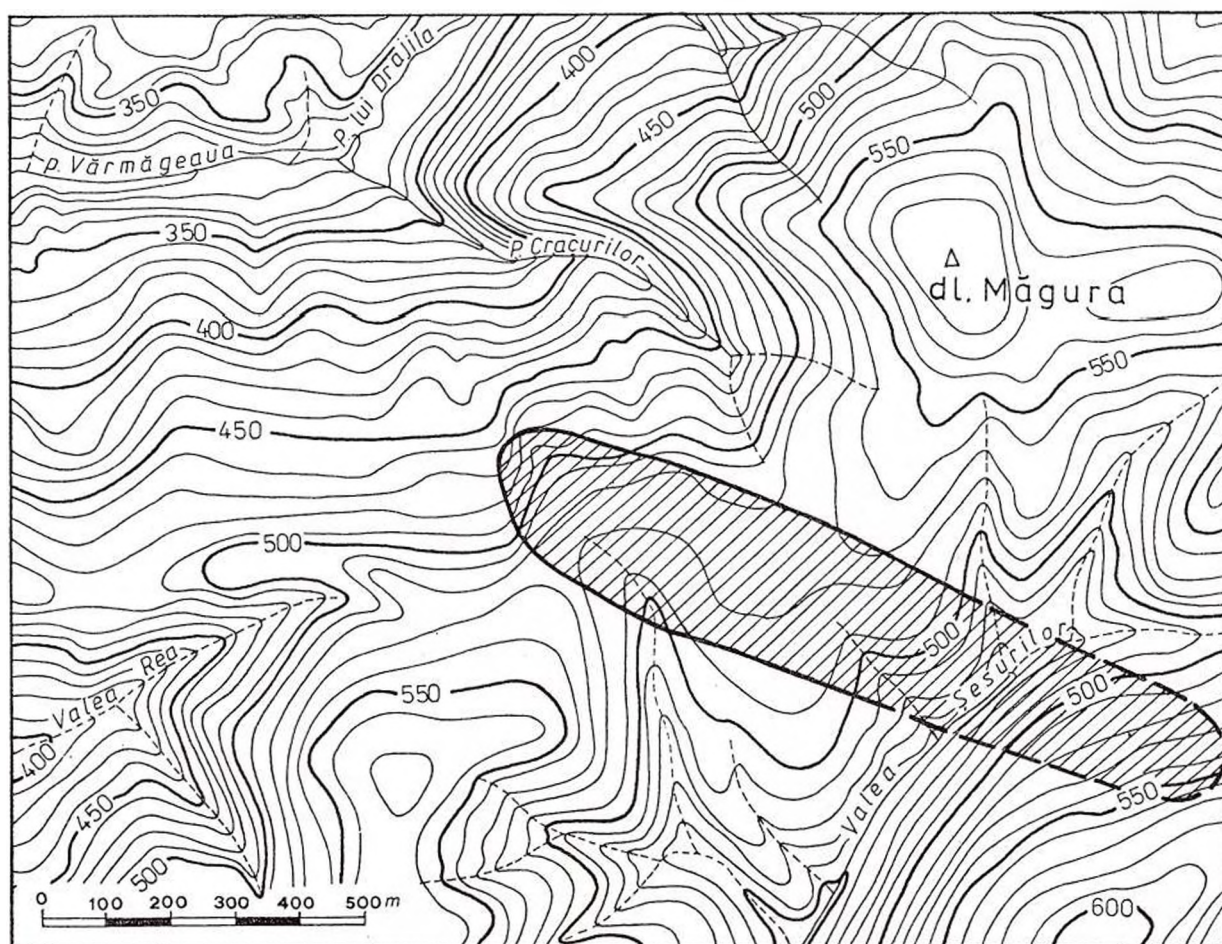


Fig. 1 - Amplasarea anomaliei magnetometrice.

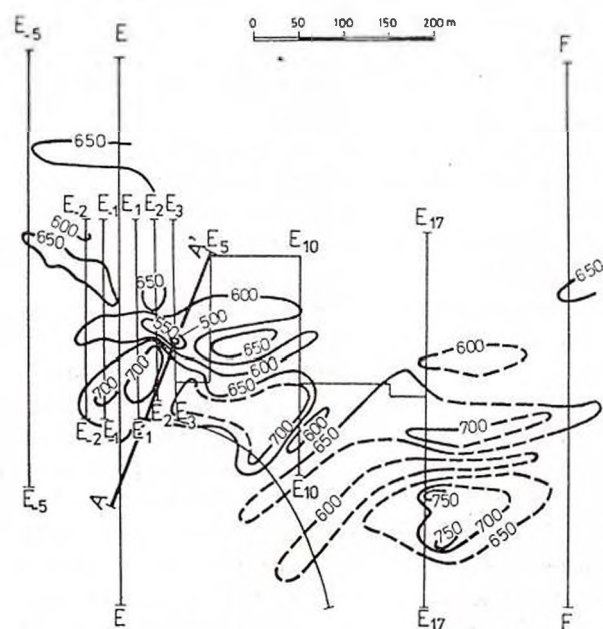


Fig. 2 - Morfologia anomaliei magnetometrice.

dintr-o masă mai mare, probabil compactă, care se extinde în întreaga zonă a anomaliei magnetometrice.

Studierea la microscop a unor secțiuni subțiri executate din zona anomală și din Valea Șesurilor la baza pantei pe care se amplasează anomalia, a arătat că este vorba de andezite \pm cuarțifere cu hornblendă brună și augit \pm hipersten, \pm biotit, probabil lave și/sau intruziuni (Ștefan A., comunicare verbală), corespunzând tipului de andezit megaporfiric de la sud de Baia de Arieș și Rotunda. În cazul eșantioanelor de culoare roșie-vioacee hornblendă este opacizată.

Măsurătorile de susceptibilitate magnetică efectuate pe eșantioane au arătat că andezitele de culoare gri au o susceptibilitate medie de $1300 \cdot 10^{-6}$ uCGS și un coeficient Königsberger de ordinul a 0.5 - 3, în timp ce andezitele de culoare roșie-vioacee au o susceptibilitate medie de $200 \cdot 10^{-6}$ uCGS și un coeficient Königsberger cu valori de 15 - 35, ceea ce arată că ultimele au fost demagnetizate și remagnetizate ulterior formării lor.

Modelarea bidimensională a sursei anomaliei cu ajutorul algoritmului Won-Bevis (1987) pe un profil transversal pe zona anomală (notat A - A' în fig. 2), în care am considerat câmpul geomagnetic de 50000 nT, înclinația sa de 60° și o susceptibilitate de $1300 \cdot 10^{-6}$ uCGS pentru andezitul nealterat, este prezentată în figura 3. Drept valoare de zero a câmpului geomag-

blocks, partly covered with soil, which fact leads us to the conclusion that these blocks are part of a larger landmass, probably compact, stretching throughout the entire magnetic anomaly's area.

The microscop study of some thin sections from the anomalous area and from the Șesurile valley, foothil of the slope the anomaly locates over, has shown that we are dealing with quartz andesites with brown hornblenda and augite \pm hypersthene, \pm biotite in a lava and/or intrusion facies (Ștefan A., oral communication) corresponding to the megaporfiric andesite of Rotunda type. In the case of reddy-violaceous samples, the hornblenda has become opaque.

The magnetic susceptibility measurements carried out on some samples have shown that grey andesites are $1300 \cdot 10^{-6}$ uCGS in average susceptibility and have a Königsberger coefficient of the order of 0.3 to 2, while the reddy-violaceous andesites are $200 \cdot 10^{-6}$ uCGS in average susceptibility and have a Königsberger coefficient 15 to 35 in value.

The 2D modeling of the anomaly's source (considered only inductive magnetized) employing the Won-Bevis (1987) algorithm on a profile striking transversely on the anomalous area (marked A - A' in Fig. 2), in which we supposed the geomagnetic field be 50000 nT, its inclination 60° and the susceptibility $1300 \cdot 10^{-6}$ uCGS for the unaltered andesite, is presented in Figure 3.

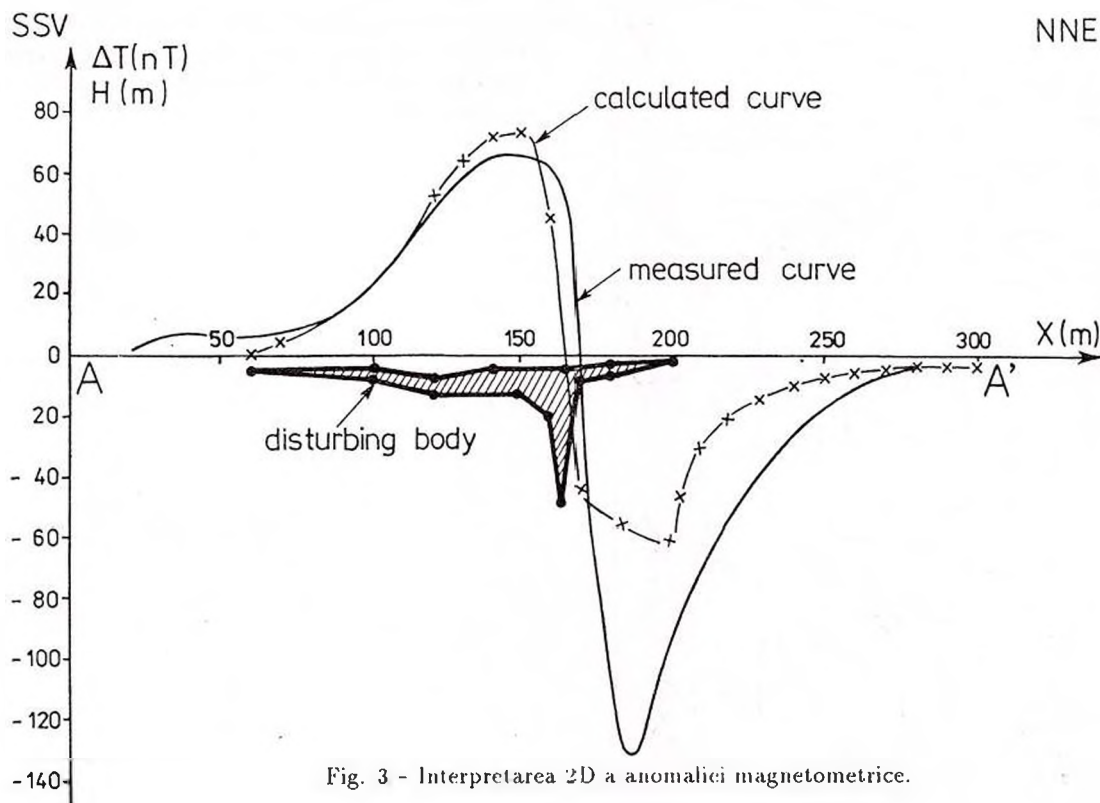


Fig. 3 - Interpretarea 2D a anomaliei magnetometrice.

netic (câmpul normal) a fost adoptată valoarea de 630 nT din harta magnetometrică, iar direcția corpului perturbat a fost considerată N112°E. Din cauza lipsei de informații asupra distribuției eventualelor zone în care andezitul este alterat, astfel de zone nu au fost luate în calcul.

Corpul perturbat rezultat din modelare prezintă o înrădăcinare aproximativ la mijlocul profilului A - A', partea principală a corpului extinzându-se la sud de această înrădăcinare pe aproape 100 metri, cu o grosime verticală medie de circa 10 metri. Necoincidența părții nordice a anomaliei calculate cu cea măsurată o atribuim faptului că minimul absolut de pe curbura măsurată este strict local (vezi fig. 2) și nu aparține anomaliei interpretate. Mai pot de asemenea interveni efecte de relief și de alterare neomogenă a corpului andezitic.

Amplasarea pe harta la 1:50000 a masei andezitice descrise mai sus este prezentată în figura 4. Pe harta geologică la această scară, zona este situată imediat la nord de falia Hărău - Vărmaga și ea constituie probabil cea mai sudică apariție a andezitelor de tip Rotunda.

As a zero value of the measured magnetic field (the normal field) the value of 630 nT was adopted and the disturbing body was considered to trend N112°E. Due to the lack of information on the distribution of eventual areas where the andesite is altered, such kind of areas were not taken into account.

The disturbing body resulting from the modeling shows an enrootement by the middle of the A - A' profile, as the southern part of the body is stretching south of this enrootement on nearly 100 m, with a vertical thickness of about 10 m. We explain the fact that the northern part of the calculated anomaly is not matching the measured one by effects of the topography and of local alterations of the andesite body which may occur.

The location on the map at scale 1:50000 of the andesitic body above described is presented in Figure 4. On the geological map at the mentioned scale, the area is located closely north of the Hărău - Vărmaga fault and it probably represents the most southern occurrence of the Rotunda andesites.

References

- Berbeleac I. (1970) Aspecte petrografice și metalogenetice ale insulei cristaline Rapolt (Munții Metaliferi). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIV/4, p. 5 - 21.
- Won I.J., Bevis M.G. (1987) Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics.* 52/2, p. 232 - 238.

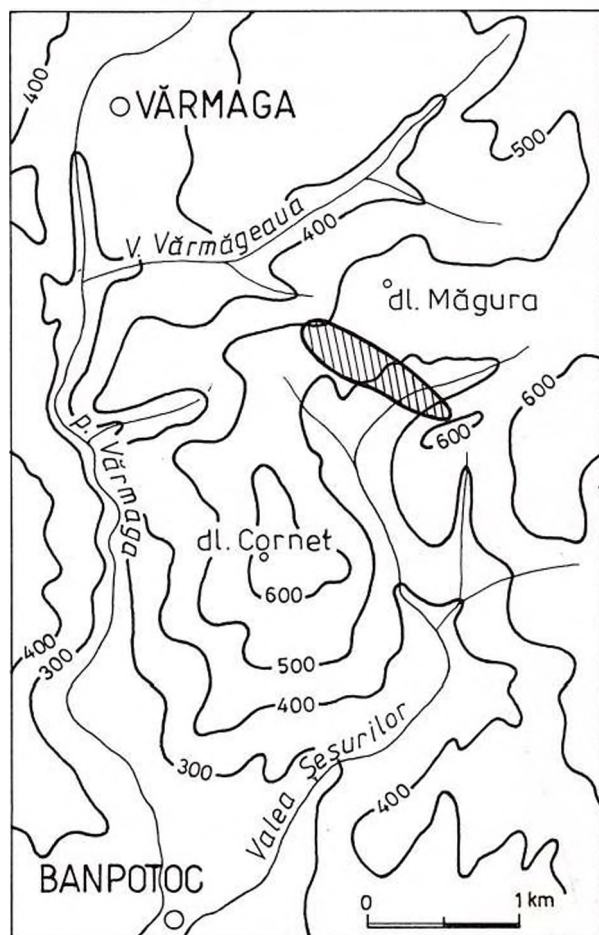


Fig. 4 - Poziția zonei anormale pe harta la sc. 1:50.000.

**ATLASUL STRUCTURILOR METAMORFICE
MILONITE (BLASTOMILONITE) DE GRAD SCĂZUT-MEDIU DIN
CARPAȚII MERIDIONALI
LOW TO MEDIUM GRADE MYLONITES (BLASTOMYLONITES) IN THE
SOUTH CARPATHIANS**

Viorica IANCU

Atlasul structurilor metamorfice a abordat în primii ani problematica structurilor specifice rocilor afectate de metamorfism dinamo-termic, regional, în care regimul deformării este caracterizat de procesele de forfecare dominant pură. Pentru acestea au fost ilustrate diferite tipuri de structuri, vizibile la scara mezo și microscopică, generate în condiții fizice variate (de la anchizona-faciesul șisturilor verzi, la faciesul amfibolic și granulitic sau eclogitic); exemplele ilustrate au provenit din terenuri metamorfice alpine și pre-alpine din zona orogenului carpatic (Carpații Meridionali, Orientali, și Munții Apuseni) și Dobrogea.

Începând din anul 1996 a fost inițiat atlasul structurilor rocilor milonitice, generate prin metamorfism dinamic, asociat zonelor de forfecare dominant simplă, care materializează plane tectonice majore, cu extindere regională, din Carpații Meridionali. Sunt ilustrate milonite din zone de forfecare alpină și pre-alpină din Carpații Meridionali, protolitiți afectați de aceste zone de forfecare fiind foarte variați atât ca vârstă cât și din punct de vedere al compoziției petrografice și al gradului de metamorfism dinamic.

Analiza structurală calitativă, necesară pentru caracterizarea regimului deformării și a blastezei asociate, a impus necesitatea separării și ilustrării a două categorii importante de elemente minerale și structurale:

a. Relicte pre-milonitice, materializate de:

- elemente minerale și petroclaste pre-milonitice, moștenite din roci sedimentare, magmatice și metamorfice (para și ortoderivate), ca de exemplu: claste sedimentare, fenocristale, microlitoni sau fosile (prezervate în roci de natură sedimentară de vârstă mezozoică și paleozoică);

- elemente structurale pre-milonitice, reprezentate de structuri specifice rocilor sedimentare și magmatice nemetamorfozate anterior milonitizării sau de structuri palimpseste prezervate în rocile metamorfozate regional, afectate subsecvent de forfecare și metamorfism dinamic.

Plașele prezentate ilustrează structuri pre-milonitice variate, de la stratificații și lămînări sau stratificații

The topic of the elaborated "Atlas of the metamorphic structures" in the time span 1993-1995 was related to the most representative metamorphic structures of the alpine and pre-alpine dynamo-thermally (regionally) metamorphosed rock-assemblages, by the pure shear processes dominated. The illustrated micro and mesostructures are representative for the well documented alpine and pre-alpine metamorphic rock-assemblages and units, from the orogenic areas (South Carpathians, East Carpathians, Apuseni Mountains) and Dobrogea. Corresponding structures of the inherited (palimpsest) and polystage (S1, S2 and L1, L2 or younger structural elements) prograde or retrograde metamorphic evolution are analysed in close connection with the metamorphic mineral phases, originating in very diversified physical conditions (anchizone-green schist facies to amphibolite and granulite/eclogite facies).

In the last two years (1996-1997), the aim of this atlas is to present the mylonitic structures, related to the main alpine and pre-alpine simple shear zones, connected to different types of regional faults (normal, thrust and strike-slip contacts), from the South Carpathians. Alpine and pre-alpine mylonites are illustrated, the mylonitised protoliths being extremely diversified concerning the ages, petrographical compositions as well as the physical conditions of the shear processes.

Qualitative structural analyses required for the deciphering of the deformational regime, associated blastesis and dynamic history of the simple shear zones were focused to the problems of the two main objects:

a. Pre-mylonitic relics, materialized by:

- pre-mylonitic mineral and petrographical elements which are still preserved from the sedimentary, magmatic and metamorphic (para and orthoderivates, sometimes polymetamorphic) mylonitised rocks; examples of relict, passive markers can be observed, as: sedimentary clasts, fossils, lithons or phenocrysts, metamorphic porphyroclasts, etc;

- pre-mylonitic structural elements, inherited from the sedimentary, magmatic or metamorphic



gradate (cazul rocilor sedimentare cu metamorfism regional de grad scăzut), până la structuri magmatice (ex. porfirice, granulare sau de curgere) și metamorfice. Acestea din urmă prezintă aspecte extrem de diverse, putându-se recunoaște atât structuri planare cât și plano-lineare, prezervate în metamorfite alpine și pre-alpine din domeniile danubian și getic-supragetic.

b. Elemente minerale și structurale zonelor de forfecare simplă, non-coaxială. Materialul ilustrativ este reprezentat de roci milonitice provenind din:

– zone de forfecare alpină, ce însoțesc planele de șariaj ale unităților danubiene, getice, și pânzele de Arjana și Severin, protoliții fiind de vârstă mezozoică, paleozoică sau proterozoică;

– zone de forfecare pre-alpină, în special de vârstă paleozoică, conservate în fundamentul unităților alpine danubiene și getice-supragetice, pe protoliți pre-mezozoici.

Pentru toate cazurile ilustrate, au fost caracterizate:

1. Mineralele și asociațiile minerale generate prin metamorfism dinamic, prin blastează sin-tectonică, progresivă;

2. Elementele structurale, planare și lineare materializate atât de relictule pre-milonitice (ex; lineatii de tip stretching, în cazul prezervării markerilor pasivi) cât și de neoblastele sin-tectonice;

3. Dovezile de deformare progresivă și blastează asociată, progresivă, care uneori poate înregistra o evoluție dinamică polistadială, bine exprimată în rocile milonitice cu structuri planare de tip S-C-C';

4. Condițiile fizice ale milonitizării, deduse pe baza asociațiilor minerale sin-tectonice (metamorfism dinamic); au fost ilustrate și caracterizate structuri asociate unor milonite de grad scăzut-mediu (anchizonafaciesul șisturilor verzi) din unitățile danubiene și getice.

rocks, subsequently affected by the simple shear processes; the planar and linear, pre-mylonitic structure are good passive markers, giving information about the sense of shear (as passively rotated markers) and the deformational gradients;

b. Simple shear zone related minerals and structures; the new forming minerals (neoblasts) and the non-coaxial deformation defining the major tectonic contacts connected with dynamic metamorphism have both a progressive character while the physical conditions of the mylonitisation are extremely diversified.

The selected microscopical structural images are from:

– alpine shear zones, located in the thrust zones (planes) of the Danubian, Getic and Arjana, Severin nappes, mylonitised protoliths being of Mesozoic age (in the cover nappes) or Mesozoic, Paleozoic or Proterozoic age, in the basement-cover nappes;

– pre-alpine shear zones, especially of Paleozoic age, the mylonitised rocks being Paleozoic and Proterozoic, preserved in the basement of the Danubian and Getic units.

For the illustrated mylonitic rocks the most important features which were characterised are:

1. Mineral phases and mineral associations generated by dynamic metamorphism, related to progressive, syn-tectonic blastesis;

2. Planar and linear structural elements, materialised by pre-mylonitic relics (e.g. metamorphic foliations or streaking lineation underlined by passive markers) or by syn-tectonic neoblasts;

3. Structural proofs for the progressive blastesis and deformation, and related polystage neoformation of the syn-tectonic mineral phases, well expressed in the S-C-C' type structures;

4. Physical conditions of the shear processes, deduced from the paragenetic, syn-tectonic assemblages; the selected structures are representative for low-grade Danubian and Getic units.



STRUCTURI MEZO- ȘI MICROSCOPICE ÎN SECVENȚELE CRISTALINE DIN BAZINUL ARIEȘULUI.

PARTEA I MUNTII GILĂU DE SUD

Sistemul pânzelor de Codru și sistemul pânzelor de Biharia; argumentație
comparativă

MESO- AND MICROSCOPIC STRUCTURES OF THE CRYSTALLINE SEQUENCES IN THE ARIEȘ BASIN.

PART I SOUTH GILĂU MOUNTAINS

Codru Nappes System and Biharia Nappes System: A Comparison

I. BALINTONI, R. STAN

Apusenidele, sau pânzele de șariaj provenite prin forfecarea cratonului Preapulian (crusta continentală a plăcii Preapuliene), au fost divizate de către Ianovici et al. (1976), pe baza diferențelor faciesale și de grad de dezvoltare a formațiunilor permo-mezozoice, în două sisteme: sistemul pânzelor de Codru și sistemul pânzelor de Biharia.

În ce privește timpul amplasării lor, în cele două lucrări citate se consideră a fi fost în decursul tectogenezei pregosau. Săndulescu, (1984), admite și un moment mezocretacic pentru începerea punerii în loc a pânzelor sistemului de Codru, acesta fiind, deci, cu ceva anterior celui al sistemului de Biharia. Balintoni, (1994), a corelat unitatea de Bihor și sistemul pânzelor de Biharia cu Tatridele din Carpații Vestici, iar sistemul pânzelor de Codru cu Fatrițele, Veporidele și Gemeridele din aceeași catenă.

Balintoni, (1996), construiește un model tectonic, în care argumentează într-o logică diferită decât cele anterioare deosebirile esențiale dintre sistemele pânzelor de Codru și de Biharia. În acest model, se susține ipoteza că cele două sisteme de pânze provin din marginile unor rifturi diferite, și anume, sistemul pânzelor de Codru din marginea nordică a oceanului Hallstatt-Meliata, iar sistemul pânzelor de Biharia din marginea sudică a Tethysului Transilvan. Suprapunerea celor două sisteme de pânze s-a datorat unei împrejurări speciale, și anume faptului că cele două rifturi s-au unit spre sud-sud-est într-unul singur, oceanul Vardar. Clasificarea Apusenidelor propusă de Balintoni, (1996) este: sistemul de Codru: pânzele de Vălani, Finiș-Ferice (-Următ), Vetre, Dieva-Bătrânescu, Moma, Colești, Vașcău, (de jos în sus, corelate faciesal); sistemul de Biharia: pânzele de Gârda, Arieșeni, Biharia, Baia de Arieș, (de jos în sus).

The Apusenides, or the nappes resulting from the shearing of the pre-Apulian craton (continental crust of the pre-Apulian plate), have been divided by Ianovici et al. (1976), on the basis of the differences of facies and degree of development of the Permo-Mesozoic formations, into two systems: the Codru nappes system and the Biharia nappes system.

As regards their location time, it is considered that they have been emplaced during the pre-Gosau tectogenesis. Săndulescu (1984) admitted also a Meso-Cretaceous moment for the beginning of the emplacement of the Codru nappes system, therefore previous to that of the Biharia nappes system. Balintoni (1994) correlated the Bihor Unit and the Biharia nappes system with the Tatrides in the West Carpathians, and the Codru nappes system with the Fatriides, Veporides and Gemerides from the same mountain range.

Balintoni (1996) built up a tectonic model and he argued in a different manner the essential differences between the Codru nappes system and the Biharia nappes system. This model points out that the two nappes systems originate in the margins of different rifts, that is the Codru nappes system comes from the northern margin of the Hallstatt-Meliata ocean, and the Biharia nappes system from the southern margin of the Transylvanian Tethys. The superposition of the two nappes systems was due to the joining of the two rifts toward the SSE which gave rise to the Vardar ocean. According to Balintoni (1996), the classification of the Apusenides is, as follows: the Codru nappes system: Vălani, Finiș-Ferice(-Următ), Vetre, Dieva-Bătrânescu, Moma, Colești, Vașcău nappes (from bottom to top, facies correlation); Biharia nappes system: Gârda, Arieșeni, Biharia, Baia de Arieș nappes (from bottom to top).



Analiza aprofundată a literaturii referitoare la Apusenide și studiul lor pe teren la scară regională, ne-a permis să formulăm caracteristicile majore ale celor două sisteme de pânze în care au fost divizate, în bună măsură contrastante. Acestea sunt după cum urmează.

Sistemul pânzelor de Codru

1. Se dezvoltă numai la vest de culmea Bihariei.
2. Cu cât pânzele sunt mai sus în eșfodajul structural, cu atât faciesurile componențelor lor permo-mezozoice au afinități mai pronunțat sud-alpine.
3. Sunt formate predominant din secvențe permo-mezozoice; singura excepție o prezintă pânza de Finiș-Ferice (-Următ), care posedă și un soclu cristalin.
4. Pe baza faciesurilor formațiunilor permo-mezozoice, se corelează cu Veporidele și Gemeridele nordice din Carpații Vestici.
5. Sunt pânze sintetice forfecate dintr-o margine de placă pasivă.
6. Fruntea sistemului are direcția NV-SE.
7. În fruntea sistemului pânzelor de Codru, în Munții Pădurea Craiului, există cute ce afectează Mezozoicul, orientate NV-SE, ceea ce este în acord cu un σ_1 orientat SV-NE, responsabil pentru amplasarea lor.
8. Cu toate că secvențele de vârstă jurasic-cretacic inferioară din cadrul lor sunt sincrone cu cele ale Transilvanidelor vestice, nu există nici o posibilitate de corelare între cele două secvențe, setingurile lor geotectonice de formare fiind total diferite.

Sistemul pânzelor de Biharia

1. Cu toate că se extind și în partea sud-vestică a Munților Apuseni, acoperind parțial sistemul pânzelor de Codru, ele se dezvoltă mai ales la est de culmea Bihariei, ajungând până în subasamentul bazinului Transilvaniei și până în Munții Preluca.
2. Cuverturile permo-mezozoice pre-albiene existente pe unele pânze ale sistemului de Biharia, nu pot fi puse într-o succesiune faciesală; în plus, deși stau deasupra pânzelor de Codru, se corelează cu faciesuri ale unor pânze de Codru inferioare. Astfel, Permo-Mezozoicul pânzelor de Gârda și de Arieșeni din sistemul pânzelor de Biharia se aseamănă cu cel al pânzei de Finiș-Ferice (-Următ) din sistemul de Codru.
3. Sunt formate preponderent din socluri cristaline, cuverturile lor permo-mezozoice pre-albiene fiind slab dezvoltate, iar pânza de Baia de Arieș este lipsită de o astfel de cuvertură.
4. Prin posibilitățile de extindere spațială și prin componența lor, se corelează cu Tatridele din Carpații Vestici.
5. Sunt pânze antitetice, forfecate dintr-o margine de placă activă.
6. Fruntea sistemului are direcția NE-SV.

The study of the literature on the Apusenides and the regional field investigation point out the major characteristics of the two nappes systems.

Codru nappes system:

1. It is developed only west of the Biharia summit.
2. As the nappes have an upper structural position the facies of their Permo-Mesozoic components display obvious south Alpine affinities.
3. They consist mostly of Permo-Mesozoic sequences, except the Finiș-Ferice(-Următ) nappe, which has also a crystalline basement.
4. On the basis of the facies of the Permo-Mesozoic formations it can be correlated with the Veporides and Northern Gemerides in the West Carpathians.
5. They are synthetic nappes sheared from a margin of a passive plate.
6. The frontal part of the system is trending NW-SE.
7. In front of the Codru nappes system in the Pădurea Craiului Mts there are folds which affect the Mesozoic; they have a NW-SE trending which is in agreement with a SW-NE trending σ_1 , responsible for their location.
8. Although the Jurassic-Lower Cretaceous sequences within them are synchronous with those of the western Transylvanides, there is no possibility of correlation between the two sequences, their geotectonic settings of formation being entirely different.

Biharia nappes system:

1. Although they are extending in the south-western part of the Apuseni Mountains, partially covering the Codru nappes system, these nappes are developed mostly east of the Biharia summit, reaching the basement of the Transylvania Basin and the Preluca Mts.
2. The pre-Albian Permo-Mesozoic covers existing on some nappes of the Biharia system cannot be arranged in a facies succession; moreover, although they are overlain by the Codru nappes they are correlated with facies of lower Codru nappes. Thus, the Permo-Mesozoic of the Gârda and Arieșeni nappes of the Biharia nappes system is similar to that of the Finiș-Ferice(-Următ) nappe of the Codru system.
3. They are mostly formed of crystalline basement, their pre-Albian Pre-Mesozoic covers being poorly developed, and the Baia de Arieș nappe is devoid of such a cover.
4. By their spatial distribution and structure they are correlated with the Tatrides in the West Carpathians.
5. They are antithetic nappes, sheared from a margin of an active plate.
6. The frontal part of the system has a NE-SW trending.



7. Dedesubtul sistemului pânzelor de Biharia, și în interiorul său, există cute orientate NE-SV ce cutează și depozite mezozoice, ceea ce este în acord cu un σ_1 orientat SE-NV, responsabil pentru amplasarea lor.

8. Constituie subasamentul Transilvanidelor. Pânza de Baia de Arieș, cea mai de sus dintre pânzele sistemului de Biharia suportă Transilvanidele, ceea ce însemnează că marginea cratonului Preapulian spre Tethysul transilvan era formată din cristalinul litogrupului Baia de Arieș.

9. Triasicul pânzei de Biharia – seria de Vulturese-Belioara – este ușor metamorfozat. Din acest motiv a fost considerat chiar parte a litogrupului Baia de Arieș.

Utilizând caracteristicile de mai sus, putem argumenta și contura mai bine modelul schițat anterior, cu privire la direcția de transport și la locul de origine al Apusenidelor.

Direcțiile și sensurile de transport ale celor două sisteme de pânze

Caracteristica (7) cuplată cu (6) indică o direcție de transport SV-NE, cu sensul spre NE pentru sistemul pânzelor de Codru.

Aceleași două caracteristici, precum și aria de dezvoltare, indică pentru pânzele sistemului de Biharia o direcție de transport de la SE spre NV, cu sensul spre NV, adică la 90° față de sistemul pânzelor de Codru. Sensurile de transport aproape contrare pentru cele două sisteme de pânze explică succesiunea temporală dintre ele observată de Săndulescu, (1984). Evident, pânze de șariaj cu sensuri de transport diferite trebuie să provină din locuri diferite. Se explică și de ce pânze antitetice mai noi stau deasupra unora sintetice mai vechi, fără a le reorfecă pe ultimile, precum și de ce succesiunea faciesală după un anumit model în secvențele permo-mezozoice este valabilă doar pentru sistemul pânzelor de Codru.

Locurile de proveniență ale celor două sisteme de pânze

Relațiile dintre pânza de Baia de Arieș și Transilvanide nu lasă loc vreunei îndoieli cu privire la originea pânzelor sistemului de Biharia: acestea provin din forfecarea antitetică a marginii active a cratonului Preapulian, alăturată Tethysului Transilvan. Funcția activă a marginii respective este dovedită de magmatismul banatitic calcalin care străbate pânzele sistemului de Biharia.

Pentru că pânza de Baia de Arieș este lipsită de sedimente anterioare cuverturii post-austriece a Transilvanidelor, teritoriul din care provine ea trebuie văzut ca un prag între bazinul Transilvanidelor și cel în care se depuneau sedimentele sincrone din componența pânzelor sistemului de Codru.

Spre deosebire de Transilvanide, care își au originea într-un domeniu oceanic, sedimentele mezozoice ale

7. Under and inside the Biharia nappes system there are NE-SW trending folds that also fold Mesozoic deposits, which is in agreement with a SE-NW trending σ_1 , responsible for their location.

8. They form the basement of the Transylvanides. The Baia de Arieș nappe, the uppermost one of the Biharia nappes system, is overlain by the Transylvanides; it means that the margin of the pre-Apulian craton towards the Transylvanian Tethys is constituted of the crystalline of the Baia de Arieș lithogroup.

9. The Triassic of the Biharia nappe – the Vulturese-Belioara series – is slightly metamorphosed. For this reason it has been considered even part of the Baia de Arieș lithogroup.

Considering the above-mentioned characteristics we can argue and outline better the previously mentioned model as regards the transport direction and the provenance of the Apusenides.

Transport directions and trendings of the two nappes systems

Characteristics (7) and (6) indicate a SW-NE transport direction, and a NE trending for the Codru nappes system.

The two above-mentioned characteristics as well as the spreading area indicate for the Biharia nappes system a SE-NW transport direction, NW trending, that is 90° C as against the Codru nappes system. The almost contrary transport trendings of the two nappes systems explain the temporal succession between them pointed out by Săndulescu (1984). It is obvious that nappes with different transport trendings should come from different places. Likewise, it is explained why more recent antithetic nappes overlie older synthetic nappes, without reshearing the latter, as well as why the facies succession after a certain model in the Perm-Mesozoic sequences is valid only for the Codru nappes system.

Provenance of the two nappes systems

Considering the relationships between the Baia de Arieș Nappe and the Transylvanides there is no doubt as regards the provenance of the Biharia system: these nappes come from the antithetic shearing of the active margin of the pre-Alpine craton, nearby the Transylvanian Tethys. The active function of the respective margin is proved by the calc-alkaline banatitic magmatism which intrudes the Biharia nappes system.

As the Baia de Arieș nappe is devoid of sediments previous to the post-Austrian cover of the Transylvanides, its origin place should be seen as a threshold between the Transylvanides basin and that in which the synchronous sediments of the Codru nappes system were deposited.

Unlike the Transylvanides, which originate in an oceanic realm, the Mesozoic sediments of the Codru



sistemului pânzelor de Codru se depun pe o crustă continentală situată departe spre sud-vest de pragul din care a fost forfecată pânda de Baia de Arieș. Judecând după caracteristicile redată mai sus, pânzele sistemului de Codru își au originea în marginea nordică a oceanului Hallstatt-Meliata, care delimita spre sud sau sud-vest cratonul Preapulian.

Pânzele sistemului de Codru, Gemeridele și Veporidele provin din marginea sudică, pasivă a cratonului Preapulian, în contact cu oceanul Hallstatt-Meliata, în timp ce pânzele sistemului de Biharia și Tatriderle provin din marginea nordică, activă, a cratonului Preapulian, în contact cu Tethysul. Relația dintre pânzele sistemului de Codru și ale celui de Biharia a fost cauzată de terminarea în pană a cratonului Preapulian spre sud-est și de forțarea forfecării antitetice a marginii sale nordice, dispre Tethys, de către pînțenul vestic al cratonului Euxinic. Forfecările au început mai devreme în marginea Hallstatt-Meliatică decât în cea Tethysiană.

Studiul deformațional al Apusenidelor

În cazul sistemului pânzelor de Biharia a fost efectuat un studiu al lineatiilor între Valea Ierii și Bistra.

Direcțiile șarnierelor cutelor mezozoice măsurate în litozona Arada din litogrupul Someș (Unitatea de Bihor), ale crenulațiilor din litogrupul Biharia (pânda de Biharia) și ale unor cute din seria de Vulturese-Belioara (pânda de Biharia), arată direcții NE-SV, cunoscute de altfel de multă vreme (Ianovici et al., 1976). Unele șarniere de microcute și crenulații din litogrupul Baia de Arieș arată aceleași orientări. Ca orientări alpine de referință s-au considerat cele din seria de Vulturese-Belioara, care pare a fi o secvență triasică metamorfozată, transgresivă peste litogrupul Biharia. Menționăm acest lucru pentru că celelalte structuri sunt în metamorfite și atunci se pune problema vârstei lor, care poate fi variscică sau mai veche. Ținând cont de observațiile de mai sus, rezultă că σ_1 în timpul punerii în loc a sistemului pânzelor de Biharia a avut direcția SSE-NNV.

În litogrupul Biharia litozii mai competenți sunt budinați, iar direcțiile budinelor sunt paralele cu ale crenulațiilor. Acest fenomen ar putea indica extensia în direcția perpendiculară la șarnierele cutelor, după ce contracția paralelă cu litozii a depășit o anumită limită.

În sistemul pânzelor de Codru s-a realizat o cercetare amănunțită a structurilor deformaționale în Triasicul și Jurasicul pânzei de Finiș și în Permianul pânzei de Moma, în împrejurimile Monesei.

Clasificarea structurilor în pânda de Finiș

Triasicul. Triasicul a fost studiat pe pârâul Megheș, unde sunt deschise Norianul și Rhetianul în faciesuri parțial necalcarioase. De la bun început

nappes system are deposited on a continental crust situated farther south-west of the threshold from which the Baia de Arieș nappe was sheared. Considering the above-mentioned features, the Codru nappes system originates in the northern margin of the Hallstatt-Meliata ocean, which delimited to the south or south-west the pre-Apulian craton.

The Codru nappes system, Gemerides and Veporides come from the southern, passive margin of the pre-Apulian craton, in contact with the Hallstatt-Meliata ocean, whereas the Biharia nappes system and Tatrideres come from the northern, active margin of the pre-Apulian craton, in contact with the Tethys. The relationship between the nappes of the Codru and Biharia systems was determined by the wedge ending of the pre-Apulian craton toward the south-east and by the forcing of the antithetic shearing of the northern margin, from the Tethys, by the western spur of the Euxinic craton. The shearings started earlier in the Hallstatt-Meliatic margin than in the tethyan one.

Deformational study of the Apusenides

For the Biharia nappes system a study of the lineations between Valea Ierii and Bistra has been effected.

The directions of the hinges of the mesoscopic folds measured in the Arada lithozone of the Someș lithogroup (Bihor Unit), of the crenulations from the Biharia lithogroup (Biharia nappe) and of some folds of the Vulturese-Belioara series (Biharia nappe) indicate NE-SW trendings, known for a long time (Ianovici et al., 1976). Some hinges of microfolds and crenulations of the Baia de Arieș lithogroup show the same directions. Reference Alpine directions were considered those of the Vulturese-Belioara series, which seems to be a metamorphosed Triassic sequence, transgressive over the Biharia lithogroup. We mentioned this because the other structures are in metamorphics and then there is the matter of their age, that can be Variscan or older. Considering all these observations, it results that σ_1 had a SSE-NNW trending during the emplacement of the Biharia nappes system.

In the Biharia lithogroup the more competent lithons are boudinated and the directions of the boudins are parallel to those of the crenulations. This phenomenon might indicate the extension perpendicular to the fold hinges, after the contraction parallel to the lithons exceeded a certain limit.

In the Codru nappes system a detailed study was carried out on the deformational structures in the Triassic and Jurassic of the Finiș Nappe and the Permian of the Moma Nappe, nearby Moncasa.

Classification of the structures of the Finiș Nappe

Triassic. The Triassic has been studied on the



s-a observat o concentrare a strainului în stratele mai puțin competente, reprezentate prin marne sau prin siltite. În acestea s-au observat foliații de tip S/C generate prin curgere generală necoaxială. Planele S de formă uneori sigmoidală corespund cu secțiunea $\lambda_1\lambda_2$ a elipsoidului strainului, sunt înclinate la mai puțin de 45° față de planele C în porțiunile centrale și se apropie de planele C spre capete, unde intensitatea deformării crește și secțiunea $\lambda_1\lambda_2$ se apropie de planul de curgere generală. Un aspect deosebit al planelor C este prezența în ele a unor segregatii fine calcitice, care mărturisesc o extensie perpendiculară la ele, anterioară formării planelor S. Aceasta s-ar putea datora unei curgeri necoaxiale transtensive mai vechi. Ulterior, în timpul genezei structurilor S/C, segregatiile calcitice au jucat rol de ecrane pentru planele S, noile plane C reprezentând o reluare a vechilor plane C, dar într-un context deformațional în care curgerea generală necoaxială a fost transpresivă.

Jurassicul. Jurassicul a fost cercetat în cariera Moneasa, deschisă în calcare intraclastice roșii. Intraclastele sunt aplatizate iar contactele dintre ele au aspecte stilolitice. Este probabil ca aplatizarea intraclastelor să fie parțial de natură tectonică, deoarece în stratele mai competente se observă fante de tensiune umplute cu calcit, perpendiculare la suprafețele de strat. Totuși, belemnitiile nu par a fi aplatizate, posibil datorită competenței lor mai ridicate comparativ cu a intraclastelor.

Din punctul de vedere al subiectului lucrării, cariera Moneasa este importantă pentru că prezintă fisuri de forfecare subordonate la intervale de 0,5–1 m una de alta, căptușite cu fibre de calcit. Direcția fibrelor de calcit dă direcția deplasării, iar treptele de pe suprafețele blocurilor în contact indică sensul mișcării. Interpretarea acestor indici de sens de forfecare arată deplasarea acoperișului spre NE, adică sensul deplasării pânzelor de Codru dedus prin alte argumente. Striuri pe suprafețele de forfecare care dovedesc o deplasare a coperișului de la vest spre est au fost descoperite și în carierele de la Galșa în care se exploatează calcare triasice din pânza de Finiș.

Structurile din pânza de Moma

În Permianul pânzei de Moma au fost studiate structuri planare și liniare în zona Rănușa. Rezultatele obținute sunt în dezacord cu cele furnizate de pânza de Finiș și ar putea sugera o extensie cu direcția generală N-S. Interpretarea lor este dificilă, ele putând fi corelate cu extensia care a generat oceanul Hallstatt-Meliata sau cu un alt context extensional deocamdată nedatat.

Megheș Brook where the Norian and the Rhaetian in partly calcareous facies are cropping out. From the beginning a concentration of the strain in the less competent beds, represented by marls or siltstones, has been noticed. Within them S/C type foliations generated by noncoaxial general flow have been observed. The S planes, sometimes of a sigmoidal shape, correspond to the $\lambda_1\lambda_2$ section of the strain ellipsoid, are dipping less than 45° as against the C planes in the central parts and come close to the C planes to the ends, where the deformation intensity is increasing and the $\lambda_1\lambda_2$ section comes close to the general flow plane. A particular aspect of the C planes is the presence within them of fine calcitic segregations that indicate an extension perpendicular to them, previous to the S planes formation. It could be due to an older transtensive noncoaxial flow. Later on, during the genesis of the S/C structures, the calcitic segregations played a screening role for the S planes, the new C planes representing a resuming of the old C planes but within a deformational setting in which the general noncoaxial flow was transpressive.

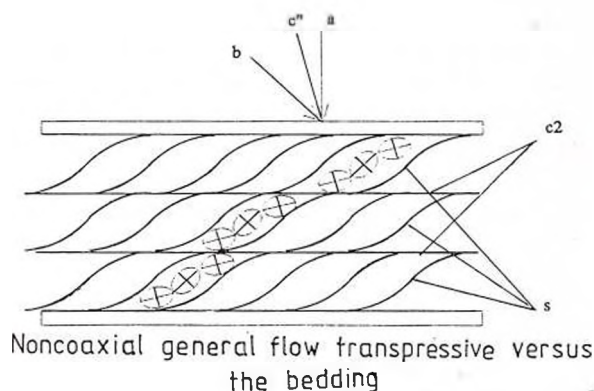
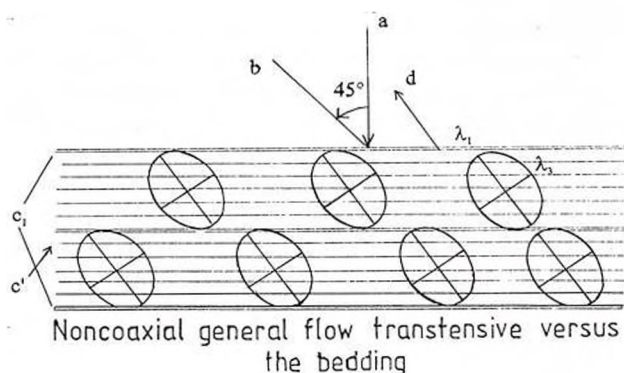
Jurassic. The Jurassic has been studied in the Moneasa quarry, exposed in red intraclastic limestones. The intraclasts are flattened and the contacts between them display stilolitic aspects. It is probable that the flattening might be partly of tectonic origin, because in the more competent beds tension slits filled with calcite, perpendicular to the bed surfaces, have been observed. However, belemnites do not seem to be flattened probably because of their higher competence in comparison with that of the intraclasts.

From the point of view of the subject of the present paper, the Moneasa quarry is significant because shows subordinated shearing fissures at 0.5–1 m intervals one from another, filled with calcite fibres. The direction of the calcite fibres determined the direction of the shifting, and the steps from the surfaces of the contact blocks indicate the trending of the movement. The interpretation of these indices of the shearing direction show the NE movement of the hanging wall, that is the direction of the moving of the Codru nappes inferred from other arguments. Striae on the shearing surfaces which prove a movement of the hanging wall from the west to the east have been observed in the Galșa quarries, too, in which Triassic limestones are worked out from the Finiș nappe.

Moma nappe structures

In the Permian of the Moma nappe the planar and linear structures in the Rănușa zone have been studied. The results obtained are in disagreement with those from the Finiș nappe and it might suggest an extension





a = perpendicular to the bed; $b = \sigma_1$ direction in case of simple shearing; $c = \sigma_1$ direction during the first deformational event; c_1 = dilated "C" planes filled with calcite; C_2 = contracted "C" planes in which calcite represented a screen for the S foliation; $C'' = \sigma_1$ = direction during the second deformational event; $d = \sigma_3$ direction (extension); $s = S$ planes.

Concluzii

1. Sistemele pânzelor de Codru și de Biharia diferă esențialmente prin locurile de origine și direcțiile de transport. Sistemul pânzelor de Codru provine prin forfecarea sintetică a marginii sudice pasive, spre oceanul Hallstatt-Meliata, a cratonului Preapulian; sistemul pânzelor de Biharia prin forfecarea antitetică a marginii nordice active, spre Tethysul Transilvan, a cratonului Preapulian.

2. Cea mai de sus dintre pânzele sistemului de Biharia, pânda de Arieș, constituie subasamentul Transilvanidelor vestice. Cristalinul pânzei de Baia de Arieș a fost lipsit de sedimente Permo-Mezozoice când au fost puse în loc Transilvanidele.

3. Unitatea de Bihor și sistemul pânzelor de Biharia se corelează cu Tatridele, în sensul că reprezintă marginea dinspre Tethysul Transilvan a cratonului Preapulian. Ele nu pot fi însă corelate unitate cu unitate și nici nu au fost în continuitate directă unele cu altele.

4. Sistemul pânzelor de Codru se corelează cu Gemeridele nordice și Veporidele. Toate provin din aceeași margine a cratonului Preapulian, cea dinspre oceanul Hallstatt-Meliata și probabil ca ele să fi fost în continuitate înainte de formarea sistemului de falii transilotosferice central-ungar. Acestea au funcționat între Oligocenul superior și Miocenul inferior.

with a general N-S trending. Their interpretation is difficult; they can be correlated with the extension which generated the Hallstatt-Meliata ocean or with another extensional setting undated till now.

Conclusions

1. The Codru and Biharia nappes systems differ essentially by their provenance and transport directions. The Codru nappes system is the result of the synthetic shearing of the passive, southern margin toward the Hallstatt-Meliata ocean, of the pre-Apulian craton and the Biharia nappes system is the result of the antithetic shearing of the northern, active margin towards the Transylvanian Tethys of the pre-Apulian craton.

2. The uppermost nappe of the Biharia system, the Baia de Arieș nappe, constitutes the basement of the western Transylvanides. The crystalline of the Baia de Arieș nappe was devoid of Permian-Mesozoic sediments when the Transylvanides were emplaced.

3. The Bihor unit and the Biharia nappes system are correlated with the Tatrides, as they represent the margin from the Transylvanian Tethys of the pre-Apulian craton. However, they cannot be correlated unit by unit and they have not been in direct continuity one with another.

4. The Codru nappes system is correlated with the northern Gemerides and Veporides. All of them come

from same margin of the pre-Apulian craton, that from the Hallstatt-Meliata ocean, and it is probable that they might have been in continuity before the formation of the Central-Hungarian translithospheric faults. They functioned between the Upper Oligocene and the Lower Miocene.

Selected References

- Ianovici V., Borcoş, M., Patrulius, D., Lupu, M., Dimitrescu, R., Savu, H. (1976)** **Geologia Munţilor Apuseni.** Ed. Acad., R.S.R., Bucureşti.
- Săndulescu M. (1984)** **Geotectonica României.** Ed. Tehnică, 336 p., Bucureşti.



**INVENTARIEREA SISTEMATICĂ A ELEMENTELOR MEZO- ȘI
MICROSTRUCTURALE DIN CADRUL TERENURILOR CRISTALINE ALE
APUSENILOR DE NORD
SYSTEMATIC INVENTORY OF THE MESO- AND MICROSTRUCTURAL
ELEMENTS OF THE METAMORPHIC TERRAINS FROM
THE NORTHERN APUSENI MOUNTAINS**

C. STRUTINSKI, E. MOSONYI

Programul de inventariere a elementelor mezo- și microstructurale din cadrul terenurilor cristaline ale Apusenilor de Nord a demarat în 1996 cu insulele cristaline Inău și Preluca, a căror poziție structurală este extrem de controversată. Astfel, după Mutihac (1990) insulele cristaline din nordul Depresiunii Transilvaniei ar reprezenta iviri la suprafață ale unui vast teren cristalin care s-a comportat rigid în decursul mișcărilor alpine, jucând rolul unui masiv median amplasat între Munții Apuseni și arcul Carpatic. Dimpotrivă, Săndulescu (1984) consideră că structurile mezocretacice ale Apusenidelor se continuă sub depozitele Depresiunii Transilvaniei până la falia Nord-Transilvană, atribuind, ca atare, insulele cristaline Preluca, Țicău, Codru și Șimleul Silvaniei Dacidelor interne. În viziunea aceluiași autor, insula cristalină de la Inău s-ar situa la nord de falia Nord-Transilvană, încadrându-se domeniului Dacidelor mediane a Carpaților Orientali. Nici în privința stratigrafiei cristalinelor Prelucii nu există o unitate de vederi. Kalmár (1971) recunoaște în cadrul acestuia o boltire anticlinală centrală orientată aproximativ NE-SV ce scoate la zi formațiunile cele mai vechi, atribuite seriei de Răzoare. Aceasta ar fi flancată de o parte și de alta de formațiuni mai noi incluse seriei de Preluca. În conformitate cu Balintoni însă (Balintoni în Rusu et al., 1983), stiva cea mai profundă din cadrul cristalinelor Prelucii ar afla în estul insulei și ar fi reprezentată de formațiunea de Răzoare (atribuită de Kalmár seriei de Preluca). Spre V și NV ar urma în ordine formațiunile succesiv mai noi de Măgureni, Preluca Nouă și Valea Cavnicului.

Atenția noastră a fost îndreptată înainte de toate asupra orientării foliațiilor și liniatiilor metamorfice în cadrul insulelor Preluca și Inău, fiind inițiată întocmirea separată a hărților respective. În plus, au fost măsurate și alte elemente mezostructurale (plane S secundare și liniatii aferente). S-a urmărit în paralel variația fondului petrografic și, în legătură cu aceasta, a gradului de metamorfism a rocilor (grad de cristalinitate, microstructuri). Într-o primă fază s-a acoperit

The program started in 1996 with field work in the metamorphic terrains cropping out in the Preluca and Inău massifs, the structural position of which is highly controversial. Thus, according to Mutihac (1990) all of the crystalline massifs situated at the northern border of the Transylvanian Depression belong to a large metamorphic mass that behaved rigidly during the Alpine movements, functioning as a median massif between the Apuseni Mountains and the Carpathian belt. On the contrary, Săndulescu (1984) considers that the Meso-Cretaceous (Austrian) structures of the Apusenides beneath the Tertiary deposits of the Transylvanian Depression as far as the North-Transylvanian Fault (NTF), thus ascribing the crystalline massifs of Preluca, Țicău, Codru and Șimleul Silvaniei to the Internal Dacides. According to this view, the Inău massif, situated north of the NTF, would belong to the Median Dacides of the East Carpathians.

The lithostratigraphy of the Preluca massif is likewise controversial. Kalmár (1971) distinguishes within it a central anticlinal bulge of generally NE-SW orientation, that exposed the oldest metamorphic rocks ascribed to the Răzoare Series. These are flanked on both sides by younger formations included in the Preluca Series. According to Balintoni (in Rusu et al., 1983), however, the deepest sequences within the Preluca massif occur in its eastern part, making up the terrigenous Răzoare Formation (that, in Kalmár's view, belongs to the Preluca Series.). To the west and northwest the successively younger Măgureni, Preluca Nouă and Valea Cavnicului Formations are following.

Our interest was primarily aimed at the orientation of the penetrative foliations and lineations within the Preluca and Inău massifs. Besides, other mesostructural elements (secondary S-planes and pertinent lineations) were also recorded. In parallel, the petrographic variations and, connected to them, the trends in metamorphic degree were observed. In this first stage the smaller Inău massif and the eastern part of the Preluca massif were covered. Two profiles were



în întregime insula cristalină Inău și în bună parte extremitatea estică a insulei Preluca. Au fost, de asemenea, efectuate două profile în partea centrală (Valea Rea) și nord-vestică (râul Lăpuș) a acestei insule urmând ca lucrările de teren să continue.

Prelucrarea statistică pe calculator a foliațiilor și lineatiilor de extensie a pus în evidență dispunerea sub forma unei centuri a polilor planelor de foliație (Fig. 1) și gruparea sub forma unui maxim puternic (32,9 %) a lineatiilor de extensie în jurul valorii de $220^{\circ}/15-20^{\circ}$ (Fig. 2). Diagrama polilor foliațiilor mai arată un maxim principal în cadranul IV, corespunzând unor plane de foliație înclinate la circa 60° , având direcția aproximativă ENE-VSV, și un maxim secundar conjugat aflat în cadranul II, având direcția NE-SV la valori mai reduse ($\sim 20^{\circ}$) a înclinărilor. Aceste aspecte denotă o ușoară asimetrie a structurii majore NE-SV, flancurile sud-estice, ale cutelor fiind în general puternic înclinate, spre deosebire de cele nord-vestice. Un element care accentuează această trăsătură îl constituie înclinările foarte mici (frecvent în jur de $5-20^{\circ}$) întâlnite în extremitatea nord-vestică a regiunii (râul Lăpuș, sector Remecioara) ce determină conturarea zonei mai dens populate din partea centrală a diagramei (fig. 1).

În ceea ce privește liniatiile de extensie (fig. 2), se poate remarca gruparea puternică a acestora, fapt care, comparativ cu variabilitatea mai largă a orientării foliațiilor, denotă persistența orientării lor la nivel regional, un aspect remarcat și în cadrul părții de nord-vest a masivului Rodnei (Strutinski și Mosonyi, 1996Rp). La fel ca și acolo, liniatiile au înclinări mici, în jur de $15-20^{\circ}$ și înclină preferențial într-un singur sens. Dacă însă în masivul Rodnei liniatiile, interpretate ca proiecții în planele de foliație a direcției transportului tectonic (Strutinski și Mosonyi, 1996Rp), aveau orientarea VNV-ESE, paralelă cu direcția structurii alpine a acestui sector, în insula cristalină Preluca ele sunt orientate subperpendicular pe această direcție. Toate elementele structurale, dar și petrografice, indică, pe de altă parte, continuarea terenurilor metamorfice din insulele Preluca și Inău, astfel că o repartizare la unități structurale diferite a lor (cf. Săndulescu, 1984) nu este îndreptățită. Rămâne însă deschisă problema dacă cele două insule se încadrează structurii în pânză a Apusenilor de Nord, sau alcătuiesc, dimpotrivă, un teren vechi ce nu a suferit remobilizări alpine (Mutihac, 1990). Cercetările noastre viitoare vor putea aduce lămuriri în acest sens. La fel, se impune efectuarea unor determinări de vârstă radiocronologică asupra rocilor din cele două insule. Vârste cretacice similare celor obținute în ultimul timp pe formațiuni ale grupului Rebra (D. Pană, comunicare verbală) ar putea indica în acest sens, apartenența

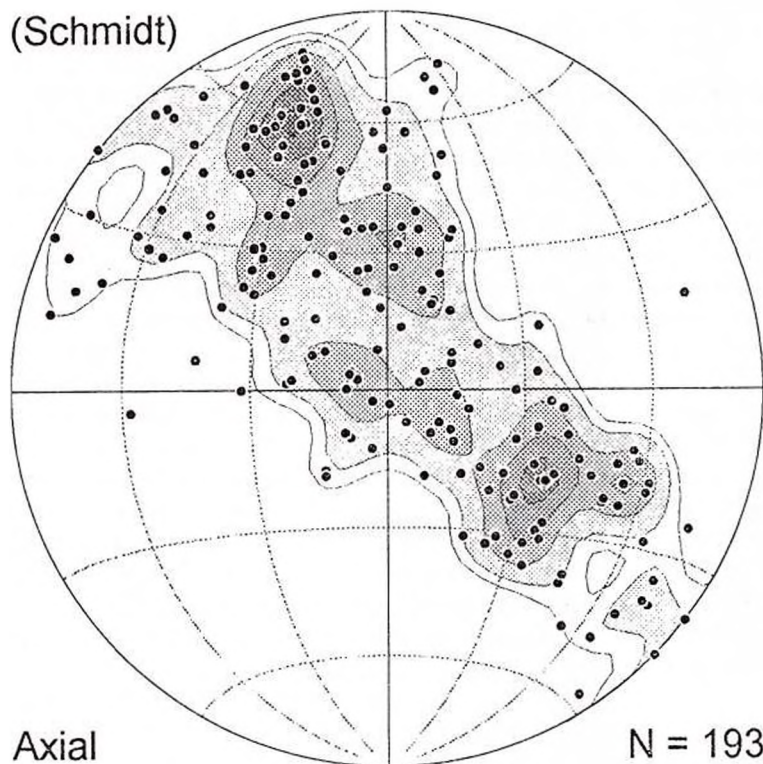
likewise carried out in the central (valea Rea) and north-western (Lăpuș river) parts of the Preluca massif.

The computer-devised statistic processing of foliations and extension lineations evidenced the belt-shaped arrangement of the foliation poles (Fig. 1) and the grouping about a strong maximum (32.9 %) of extension lineations. The maximum is centred at a mean value of $220^{\circ}/15-20^{\circ}$ (Fig. 2). The foliation diagram shows a strong maximum in quadrant IV, corresponding to foliation planes striking ENE-WSW and inclined at about 60° , and a conjugate secondary maximum in quadrant II, indicating NE-SW directions at low ($\sim 20^{\circ}$) dips. These aspects point to a slight asymmetry of the major NE-SW structure, the south-eastern flanks of the folds being generally strongly inclined in comparison with the north-western ones. An additional element that underlines this feature is given by the low dips (frequently between 5 and 20°) in the north-western part of the Preluca massif (Lăpuș river, Remecioara sector) that create the denser-populated zone in the central part of the diagram (Fig. 1).

As already mentioned, the extension lineations (Fig. 2) are grouped in form of a strong maximum that, contrary to the larger variability of the foliation strikes, gives evidence of their persistence at regional level, an aspect that has been observed also in the north-western part of the Rodna massif (Strutinski & Mosonyi, 1996Rp). Much like there, the lineations are in the mean slowly inclined ($15-20^{\circ}$), and show a remarkable constancy in their sense of dip. But, whereas in the Rodna massif the lineations – interpreted as projections in the foliation plane of the direction of tectonic transport (Strutinski & Mosonyi, 1996Rp) – strike WNW-ESE, parallel to the Alpine grain of the massif, in the Preluca and Inău massifs they strike subperpendicular to the Carpathian trend. All structural and petrographic elements show, on the other hand, a perfect continuity of the metamorphic terrains from these two massifs, their assignment to different structural units (acc. to Săndulescu, 1984) seeming thus unlikely. However, the problem still remains whether the two massifs belong to the nappe edifice of the Apuseni Mts. or form part of an old terrane that has not been reactivated in Alpine times (Mutihac, 1990). Further investigations are needed to solve this problem. Particularly, age determinations may prove useful. Cretaceous ages, similar to those that have recently been calculated for rocks of the Rebra Group (D. Pană, pers. comm.) from the Rodna massif would assign the Preluca and Inău massifs to the Alpine Dacides, whereas pre-Alpine ages would rather be in support of Mutihac's hypothesis of an old terrane of "median mass"-type.



(Schmidt)



Axial

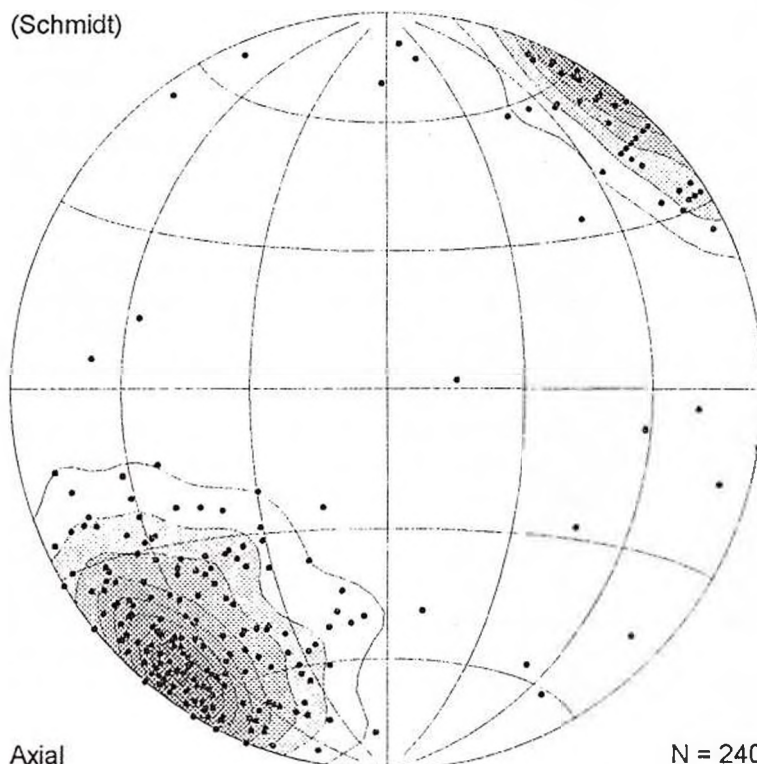
N = 193

Fig. 1. Foliation diagram of the metamorphic formations in the Preluca and Inău massifs.

Isolines: 0, 1, 3, 5, 7, 9%

Max: 9,54 %

(Schmidt)



Axial

N = 240

Fig. 2. Lineation diagram of the metamorphic formations in the Preluca and Inău massifs.

Isolines: 4, 8, 12, 16, 20, 24, 28, 32 %

Max; 32,9 %

lor la dacidele interne, pe când vârste vechi evidențiind absența remobilizărilor alpine ar pleda mai curând în favoarea accepțiunii că avem de-a face cu un teren cristalin de tip "masiv median".

References

- Kalmár, I. (1971) Notă preliminară asupra stratigrafiei insulelor cristaline Preluca și Inău (Județul Maramureș). *D.S. Inst. Geol.*, LVII/1 (1969-1970), p. 73-78.
- Mutihac, V. (1990) Structura geologică a teritoriului României. Ed. Tehnică, 423 p., București.
- Rusu, A., Balintoni, I., Bombiță, G., Popescu, G. (1983) Geological Map of Romania, scale 1:50 000, Preluca sheet. Geological Survey of Romania (G.S.R.), Bucharest.
- Săndulescu, M. (1984) Geotectonica României. Ed. Tehnică, 336 p., București.



STUDIUL BLASTOMILONITELOR DIN CARPAȚII ORIENTALI BLASTOMYLONITES STUDY IN THE EAST CARPATHIANS

G. BINDEA

Blastomilonitele și milonitele din cristalinul Carpaților Orientali trebuie considerate ca efecte de reorganizare în interiorul zonelor de forfecare crustală, realizate în mai multe momente și la diverși parametri.

Studiul în paralel a istoriei metamorfice și deformaționale a blastomilonitelor și a rocilor principalelor entități cristaline din Carpații Orientali a putut furniza date cu privire la evoluția în timp a transformărilor ca și a originii substratului acestor blastomilonitele.

Analizarea istoriei metamorfice și deformaționale, în paralel, a porfiroidelor de Mândra și a rocilor Grupului Tulgheș de asemenea, a gnaiselor tip Balaj și a rocilor din Grupul Rarău demonstrează că porfiroidele de Mândra aparțin unităților cu formațiuni ale Grupului Tulgheș.

Rocile zonei blastomilonitice de Balaj au o istorie metamorfică și deformațională comună până la un punct cu aceea a rocilor seriei de Rarău. Reorganizarea și reechilibrarea lor s-a făcut anterior metamorfismului Grupului Tulgheș. Ultimul episod al desăvârșirii acestor reorganizări este posibil să fi fost simultan cu momentul șariajelor pânzelor prealpine.

Formațiunea de Negrișoara are o istorie metamorfică și deformațională comună până la un punct cu aceea a Grupului Rebra. Prin Formațiunea de Negrișoara înțelegând strict pachetul de șisturi de sub porfiroidul de Pietrosu (sensu Balintoni, Gheuca, 1977) sau litozona Pui (sensu Balintoni, 1996). Deci suprapus unei evoluții polistadiale de tip Rebra se dezvoltă un foarte penetrativ moment regresiv. Evoluția ei metamorfică nu poate fi paralelizată cu evoluția metamorfică a porfiroidelor de Pietrosu nici în ceea ce privește numărul de momente de metamorfism suferite nici în ceea ce privește parametrii acestora. Mai mult, având în vedere că porfiroidele de Pietrosu se dispun peste diverși termeni (la sud de Borsec, pe Valea Corbu în dreptul localităților Capu Corbu, porfiroidele de Pietrosu se dispun peste șisturi verzi ce aparțin Grupului Tulgheș) asocierea acestor două entități pentru definirea unei singure unități tectonice - unitatea de Pietrosu - Bistriței nu este fundamentată. Limita inferioară a porfiroidelor de Pietrosu marchează un plan de discordanță tectonică important. În același timp chiar dacă din punct de vedere al evoluției metamorfice a

The blastomylonites and mylonites from the East Carpathes should be considered as the effect of reorganization in the shear crustal zones. They are different from point of view of metamorphic factors and age.

The concomitant study of the metamorphic and deformational history of blastomylonitic rocks and of the main crystalline entities from the East Carpathians has supplied the data regarding the evolution of the blastomylonitic rocks and their transformations and also the substratum of these blastomylonites.

The study of the metamorphic and deformational history made at the same time for Mândra porphyroid for the Tulgheș Group rocks, for the Balaj gneisses and for the Rarău Group rocks demonstrated that the Mândra porphyroid belongs to the units with Tulgheș Group Formations.

The rocks of the Balaj blastomylonitic zone partly have a common metamorphic and deformational history with that of Rarău Group rocks. The reorganization was finished after the metamorphism of the Tulgheș Group. The last moment of these kind of reorganizations is possible to be at the same time with the moment of the overlapping of the pre-Alpine nappes.

Negrișoara Formation have partly a common metamorphical and deformational history with the Rebra Group (the term Negrișoara Formation is taken in the sense of Balintoni, Gheuca, 1977, equivalent to the term "litozona Pui" (Balintoni, 1996)). Here, after an evolution of Rebra type a very strong retrogressive moment appears. The metamorphical evolution of the Negrișoara Formation rocks it cannot be compared with the evolution of the Pietrosu porphyroid rocks, either as regards the number of metamorphical moments or the type of metamorphic evolution. Moreover, taking into account the fact that the Pietrosu porphyroids overlie different terms (in the south of Borsec, in the Corbu Valley at Capu Corbu locality, the Pietrosu porphyroides overlie the green schists which belong to the Tulgheș Group), the association of these two entities for describing a single tectonical unit - Pietrosu Bistriței unit is not so motivate. The lower limit of the Pietrosu porphyroid marks an important overthrust plane because of a tectonical discordance. At the same time between the metamorphic evolution of the Pietrosu porphyroids and the Tulgheș Group



porfiroidelor de Pietrosu există similitudini cu porfirogenele din Grupul Tulgheș, întrucât deasupra porfiroidelor de Pietrosu de-a lungul întregului tronson al Carpaților Orientali se dispun direct de la Formațiunea Tg_1 , până la Formațiunea Tg_4 diverși membrii ai grupului Tulgheș rezultă că porfiroidele de Pietrosu nu pot fi parte ale unei unități tectonice cu roci ale Grupului Tulgheș. De aici ideea că porfiroidele de Pietrosu se constituie singure într-o importantă pânză de șariaj.

Evoluția metamorfică a rocilor seriei de Negrișoara este mai lungă decât aceea a rocilor grupului Rebra și mai vechi decât punerea în loc a pânzelor cu roci ale Grupului Tulgheș, dar ultimul moment al ei, ca și în cazul rocilor Formațiunii de Balaj, poate fi considerat că coincide cu acesta.

Evoluția metamorfică a rocilor din cadrul zonei tectogene Tibău reprezintă de fapt tot o istorie metamorfică prelungită a rocilor Grupului Rebra. Imaginea orientării cuarțurilor demonstrează că evoluția deformațională însă, este alta decât în cadrul rocilor Formațiunii de Negrișoara. Aceste reorganizări aparțin clar unei alte etape, desfășurate în cu totul alți parametrii. Punctul terminus al acestei evoluții îl reprezintă momentul șariajelor pânzelor Alpine (în cazul acesta al Pânzei Bucovinice șariată peste pânza sub-Bucovinică). Fenomenul este general și nu afectează numai rocile grupului Rebra. În acest sens prin analizarea în paralel și a istoriei deformaționale a unor roci milonitizate din Grupul Rarău situate la Hagota - Tulgheș, de-a lungul unui plan ce taie planul Pânzei de Rarău s-a putut demonstra caracterul unitar al evenimentului, indiferent de originea substratului reorganizat.

porphyroids there is a great similitude. For all that, because the Pietrosu porphyroid is overlain by different terms of the Tulgheș Group from Tg_1 Formation at Tg_4 Formation after a tectonic discordance there results that the Pietrosu porphyroid cannot be part of a tectonical unit of the Tulgheș Group. Thus appears the idea that the entity of the Pietrosu porphyroids build up a single thrust.

The metamorphic evolution of the Negrișoara Formation is longer than that of Rebra crystalline and older like than movement of the Tulgheș Group thrust. Moreover the last moment of this evolution can be the same.

The metamorphic evolution of the rocks of Tibău tectogenetic zone is in fact a prolonged metamorphic history of the Rebra Group rocks.

The C-axes quartz diagrams show that the deformational history of these rocks is not equivalent with that of the Negrișoara Formation rocks. The reorganization belongs to another moment with another value of temperature and pressure. The last point of this evolution is synchronous with the moment of the Alpine nappes (e.g. the Bucovinian nappe which overlies the sub-Bucovinian nappe). But the process is visible not only at the level of the Rebra Group rocks, it is common in different areas and entities.

By parallel analysis of the deformational history of some mylonites of the Rarău Group rocks situated at Hagota-Tulgheș from a tectonic plane which cuts the plane of the Rarău nappe, it was demonstrated that the character of these blastomylonitizations is the same with that of rocks from the Tibău tectogenetic zone, regardless of the origin of the substratum which was milonitised.

RELAȚIA BLASTEZĂ-DEFORMARE ÎN BLASTOMILONITE ALPINE ȘI PRE-ALPINE DIN CARPAȚII MERIDIONALI BLASTESIS-DEFORMATION RELATIONSHIP IN THE ALPINE AND PRE-ALPINE SHEAR ZONES IN THE SOUTH CARPATHIANS

V. IANCU , G. BINDEA , V. AXENTE , C. LLOP , P. LEDRU , H. MALŪSKI

Studiul prezentat în anul 1997 în cadrul sub-temei "Procese și produse metamorfice în zone de forfecare crustală din România" abordează problematica generală a zonelor de forfecare simplă ce materializează plane tectonice cu extindere regională din Carpații Meridionali, de vârstă alpină și pre-alpină. Sunt caracterizate două categorii importante de elemente minerale și structurale:

- relict pre-milonitice, reprezentate de: minerale (ex. claste), litiți - microlitiți și elemente fosile provenite din roci sedimentare; elemente minerale (ex. fenocristale) și petroclaste (litiți) din roci magmatice; porfiroclaste și litiți din roci metamorfice (para și orthoderivate); elemente structurale pre-milonitice pot fi reprezentate de structuri specifice rocilor sedimentare și magmatice sau de structuri moștenite din roci metamorfice milonitizate subsecvent;

- elemente minerale și structurale sin-tectonice, specifice zonelor de forfecare simplă, non-coaxială.

Sunt prezentate și ilustrate milonite generate în diferite condiții fizice, fiind exemplificate (cu imagini de secțiuni subțiri și la microscopul electronic) parageneze sin-tectonice și tipuri de relații blasteză-deformare în milonite de grad scăzut și de grad mediu-ridicat. Pe baza asociațiilor paragenetice ce însoțesc elementele structurale planar-linear ale zonelor de forfecare simplă, non-coaxială (plane tectonice majore), s-au efectuat estimări generale privind condițiile fizice ale milonitizării, urmărindu-se relația blasteză-deformare în:

- milonite de grad scăzut;
- milonite de grad mediu-ridicat.

Exemplele selecționate, ilustrate sub formă de planșe, provin din roci milonitice, (blastomilonitice) din zone de forfecare pre-alpină din fundamentul unităților danubiene și getice-supragetice, pentru care au fost efectuate analize calitative la microscopul electronic și analize chimice punctiforme pe neoblaste de roci milonitice puternic re-echilibrate structural, provenite din protoliți cu compoziții petrografice și în diferite condiții fizice.

Acest tip de analiză microstructurală-paragenetică pe zone de forfecare crustală cu metamorfism dinamic

The topic of the general project "Crustal shear zone related processes and products in the Romanian territory" is focussed in the present study on the blastesis-deformation relationship associated to the main Alpine and pre-Alpine tectonic lines in the South Carpathians.

The most important mineral and structural features of the dominantly simple shear zones (tectonic boundaries) are described and illustrated:

- a. Pre-mylonitic relics, represented by: mineral clasts, lithons, fossils, from the sedimentary protoliths; mineral elements (ex. g. phenocrysts), petroclasts, from the magmatic rocks; porphyroclastic minerals, lithons from the pre-mylonitic metamorphic rocks (para and orthoderivates); pre-mylonitic structural elements are extremely diversified, the inherited structures, from the sedimentary, magmatic and metamorphic pre-mylonitic rocks of different compositions and ages representing good markers in the progressively sheared rock-assemblages. The recognition of the relict minerals and structural (plano-linear) elements, as rotated, passive markers is an important argument in the relative timing of the shearing.

- b. Syn-tectonic minerals (blastesis) and structural elements, clearly related to simple shear zones in which the progressive, non-coaxial deformation is well documented.

The polystage, tectono-metamorphic history of the mylonites (dynamic metamorphism at regional scale) and the progressive deformation effects (e.g. S-C-C' structures) are documented especially for the same pre-Alpine shear zones. The selected microscopic, photographic illustrations, including back scattered electron images, are representative for the main Alpine thrust planes (especially located at the sole of the Getic nappe) as well as for the pre-Alpine shear zones, preserved in the basement of the Danubian and Getic-Supragetic Alpine nappes.

The mineral-paragenetical analyses based on the optic properties and on the chemical analyses of some syn-tectonic minerals (neoblasts) is achieved with a view to obtaining general information about the physical conditions of the mylonitization. From this point



în diverse condiții fizice este o noutate pentru literatura de specialitate din România, studiile inițiate de noi în anii anteriori vizând în special blastomilonitele de grad mediu-înalt din domeniul getic-supragetic. Partea a doua a studiului prezintă problematica analizei paragenetice a unor roci cu metamorfism dinamic pre-alpin, pe eșantioane analizate optic, la microscopul electronic și la microsonda electronică. Au fost analizate minerale din parageneze asociate zonelor de forfecare simplă, reprezentate de neoblaste produse în condiții de grad mediu-ridicat, din domeniile danubian și getic-supragetic, compozițiile fazelor minerale analizate fiind reprezentate pe diagrame specifice. Studiul din acest an a adus contribuții noi privind existența milonitelor de T ridicată și P coborâtă (cu andaluzit-cordierit-sillimanit-granat) sau de T și P medie (cu clinopiroxen-granat-amfibol-plagioclaz) în zone de forfecare de tip pânză, de vârstă paleozoică din fundamentul unităților danubiene superioare (munții Almaj) unde gradientii termici ridicați sunt în legătură cu intruziuni sin-tectonice ale granitoidelor (Sfărdinu și Ogradena).

În domeniul getic-supragetic sunt caracterizate milonite (blastomilonite) de T și P medie-ridică (cu disten-sillimanit-granat-biotit) din zona de forfecare Topolog (munții Făgăraș) precum și blasomilonite cu albit-biotit-muscovit±epidot±clorit-din zone de forfecare paleozoice din masivul Leaota, neoblaste dinamică fiind suprapusă pe protoliți de tip Cumpăna și Lerești.

of view, the general PT estimations of the studied Alpine and pre-Alpine mylonites deduced from the syn-tectonic parageneses, related to different types of shear zones (normal, thrust and strike slip faults) can be characterized as:

- low grade (anchizone to green schists facies) mylonites, generally related to Alpine and Variscan shallow level (upper crustal levels) tectonic lines; higher pressures of some exhumed eo-Alpine shear zones (tectonic blocks) are suggested by the pre-kinematic, chloritoid bearing mylonites with asymmetric microstructures and retrogression related foliations;

- medium- to high-grade (epidot-amphibolite or amphibolite to granulite/eclogite facies) mylonites, related to preserved pre-Alpine shear zones, corresponding to deeper seated shear zones or to higher P or T gradients.

The second part of the elaborated study gives detailed paragenetical analyses (based on electronic microscope and chemical microprobe analyses) of some interesting mylonite occurrences:

- medium- to high-T (andaluzite-cordierite-sillimanite and pyroxene-garnet-amphibole-plagioclase bearing) mylonites from the new identified pre-Alpine thrust zones in the Danubian basement (Almaj Mountains);

- medium- (kyanite-sillimanite-garnet bearing) and high-P (eclogite and epidot-amphibolite facies) mylonites from the Getic-Supragetic basement (Făgăraș Mountains, Topolog shear zone and Leaota Mountains, Bughea shear zone, respectively).



GRAD DE DEFORMARE ȘI RETROMETAMORFISM ÎN COMPLEXELE TERIGEN ȘI CALCAROS ALE GRUPULUI REBRA DIN NV MASIVULUI RODNEI

DEGREE OF DEFORMATION AND RETROMETAMORPHISM IN THE TERRIGENEOUS AND CARBONACEOUS COMPLEXES OF THE REBRA GROUP IN THE NORTH-WESTERN PART OF THE RODNA MASSIF

C. STRUTINSKI, E. MOSONYI, D. PAPP

Pe linia preocupărilor noastre din ultimii ani (Strutinski, Mosonyi, 1995Rp; 1996Rp; Strutinski et al., 1996Rp) legate de formațiunile cristaline din NV masivului Rodnei atribuite grupului Rebra (Kräutner et al., 1982), s-au analizat rocile terigene și tufogene ce intră în alcătuirea complexului calcaros al acestuia.

Rocile terigene au, de regulă, o alcătuire extrem de simplă. În constituția lor intră, în proporții variabile, următoarele minerale: cuarț-clorit-muscovit (sericit). Dintre accesorii sunt întotdeauna prezente turmalina (uneori în cantități supraunitare) și apatitul. Local și în cantități mici pot apare plagioclaz, epidot-clinozoizit și leucoxen.

Rocile tufogene, care ar putea reprezenta însă la origine și roci marnoase întrucât apar de regulă asociate calcarelor și dolomitelor cristaline, au o constituție mai complexă. Ele sunt alcătuite din cuarț+plagioclaz±epidot±carbonat. Rareori apar ca relice hornblenda și biotitul. Dintre accesorii trebuie citat înainte de toate titanitul care în unele varietăți de roci poate participa în proporție de 5–10 %. Opacele sunt de asemenea reprezentate fie prin magnetit, fie prin pirită. Uneori pot apare ambele. Local s-a observat chiar o impregnație de calcopirită. Acumulările locale de titanit s-au observat pe o zonă de contact, posibil de natură tectonică, cu roci carbonatice (dolomit), astfel că n-ar fi exclus ca geneza titanitului să fie datorată unui schimb cationic dintre rocile carbonatice și cele silicice, proces pe care l-am mai luat în considerare și în legătură cu îmbogățirea locală în apatit (Strutinski et al., 1996Rp).

Dincolo de prezența nivelelor carbonatice, caracteristica ce distinge rocile complexului calcaros de cele ale complexului terigen geometric superior este completa absență a granatului. După cum arată însă apariția sporadică a hornblendei și biotitului în unele roci tufogene, și complexul calcaros a suferit un intens retromorfism care a fost contemporan cu ultima fază de deformări penetrative (faza D₂ menționată în raportul Strutinski et al., 1996Rp). Această fază a produs completa transpunere a foliației preexistente a rocilor,

Continuing the investigations initiated in previous years (Strutinski & Mosonyi, 1995Rp; 1996Rp; Strutinski et al., 1996Rp) on the metamorphic formations of the Rebra Group from the north-western part of the Rodna massif, the terrigenous and tuffaceous rocks of the carbonaceous complex were analysed and compared to those of the covering terrigenous complex, as regards their degree of deformation and retromorphism.

The mineralogical composition of the terrigenous rocks of the carbonaceous complex is generally very simple. They composed mainly, of *quartz*, *chlorite* and *muscovite* in variable proportions. *Tourmaline* (exceptionally exceeding 1 per cent) and *apatite* are always present as accessory minerals. Only locally and in small shares *plagioclase*, *epidote* – *clinozoizite* and *leucoxene* may also be present.

The tuffaceous rocks, that may eventually represent metamorphosed marls because, as a rule, they are associated to crystalline limestones and dolomites, have a more complex composition. They are composed of *quartz* + *chlorite* + *plagioclase* ± *epidote* ± *carbonate*. Relics of *hornblende* and *biotite* are rarely present. Among accessory minerals, the most important is *titanite* that may participate in some rock types in ratios as high as 5 to 10 per cent. The opaque minerals are represented either by *magnetite* or by *pyrite*. Incidentally they may occur together. Locally also an impregnation with *chalcopyrite* was observed. The local enrichment of *titanite* has been noticed along a contact with dolomitic rocks, possibly of tectonic nature. Its crystallisation may be the result of a cationic exchange between the silicic and carbonatic rocks brought into contact, an alternative already taken into consideration for the local enrichment of *apatite* (Strutinski et al., 1996Rp).

Beyond the presence of carbonatic rocks, the main feature that distinguishes the carbonaceous, complex from the terrigenous complex is the complete absence of *garnet*. Anyhow, as revealed by the relic occurrence of *hornblende* and *biotite* in some of the tuffaceous



ducând la apariția texturilor rubanate tectonic și deseori a structurilor de tip blastomilonitic. Evidențierea acestora ne obligă să abandonăm părerea emisă anterior (Strutinski et al., 1996Rp), conform căreia rocile complexului calcaros ar fi afectate doar de "micro-cutări și microondulări 'cuminți', lipsind aproape cu desăvârșire transpozițiile". Considerând, de asemenea, că în cadrul complexului terigen rocile cele mai slab deformate și retromorfozate la momentul D₂ sunt cele care afloră în valea Izei (Strutinski, Mosonyi, 1995Rp), deci la nivele superioare, se poate trage concluzia că în cadrul grupului Rebra din NV masivului Rodnei deformările și retromorfismul cresc de sus în jos. Din acest punct de vedere situația este întâlnită în sudul masivului, în special în bazinul văii Rebra. Deosebirea esențială constă în aceea că în NV masivului gradul de retromorfism la nivelul grupului este mult mai intens, astfel că aici întreaga succesiune este adaptată zonei cu clorit a faciesului de șisturi verzi, minerale caracteristice faciesului amfibolitic pre-existent (almandin, biotit, hornblendă) supraviețuind doar în mică măsură ca relict. Acest aspect ridică mari probleme privind corelabilitatea din punct de vedere structural a grupului Rebra din cele două zone, apartenența la o unică, uriașă pânză – pânza de Rodna (Kräutner et al., 1982) – devenind problematică (Strutinski et al., 1996Rp). Astfel, este greu de admis că în cadrul uneia și aceleiași pânze, retromorfismul să afecteze pe de o parte întregul corp al pânzei, de cel puțin 1000 de metri grosime ("petecul" Pietrosul), iar pe de altă parte să se limiteze doar la o zonă relativ îngustă deasupra tălpii acesteia (bazinul superior al văii Rebrei). Elemente structurale vin, în plus, să indice că transportul tectonic a fost orientat după direcția NV-SE atât în zona "petecului" Pietrosul (Strutinski, Mosonyi, 1996Rp), cât și pe planul ce separă în zona văilor Rebra – Lucăceasa grupul Rebra de grupul Bretila (D. Pană, comunicare verbală). Această orientare face un unghi de 90° cu direcția presupusă a deplasării pânzei de Rodna, ceea ce pune în discuție însăși existența acesteia. O alternativă la structura în pânză sau simpla structurare aditivă a fost avansată de noi cu un an în urmă (Strutinski, Mosonyi, 1996Rp), ea urmând a fi verificată în decursul lucrărilor viitoare.

rocks, the carbonaceous complex underwent retromorph processes as well, that were contemporaneous to the last phase of penetrative deformation (phase D₂ of Strutinski et al., 1996Rp). This phase produced a thorough transposition of the pre-existing foliation, leading to the generation of tectonic banding and to the occurrence of mylonitic textures. These structural elements constrain us to abandon the previously held view (Strutinski et al., 1996Rp), according to which the rocks of the carbonaceous complex were only affected by a weak undulation and microfolding, without any foliation transposition. Also, taking into consideration that the least retromorphosed rocks during stage D₂ crop out in the Iza valley (Strutinski & Mosonyi, 1995Rp), that is at a higher structural level, it may be inferred that within the Rebra Group from the north-western part of the Rodna massif both deformation and retromorphism enhance from top to bottom. From this point of view the situation is similar to that in the south-western part of the massif, particularly in the reception area of the Rebra valley. The main difference is that in the north-west the retromorphism of the rocks within the Rebra Group is much more intense, the whole succession being adapted to the chlorite zone of the greenschist facies, as characteristic minerals of the pre-existing amphibolite facies (*almandine*, *biotite*, *hornblende*) survive only as relics. This aspect raises serious problems as concerns the structural correlation of the two zones, the affiliation of both to a continuous nappe of huge dimension – the Rodna Nappe (Kräutner et al., 1982) – thus becoming problematic (Strutinski et al., 1996Rp). It is in fact hard to believe that within the same nappe the retromorphism processes acted at the *chlorite* level in the north, but maintained at the *almandine* level in the south.

In other respect, the structural elements noticed so far indicate a NW-SE oriented tectonic transport both in the north-west Pietrosul "outlier" (Strutinski & Mosonyi, 1996Rp), and in the Rebra-Lucăceasa zone from the south-west (D. Pană, pers. com.), where the Rebra Group is considered to thrust the Bretila Group (Kräutner et al., 1982). This orientation is at right angles to that supposed for the displacement of the Rodna Nappe, a fact that puts into question even the reality of the latter. An alternative to the nappe structure or *additive edification* in this part of the Rodna massif has been suggested therefore in an earlier report (Strutinski & Mosonyi, 1996) and addressed as *subtractive edification*. Additional field work and petrostructural investigations are needed to prove the validity of this hypothesis.



References

- Kräutner, H.G., Kräutner, F., Szász, L. (1982) Geological Map of Romania, scale 1:50000, Pietrosul Rodnei sheet, Geol. Inst. (Survey) of Romania, Bucharest.
- Strutinski, C., Mosonyi, E. (1995Rp) Variația gradului de metamorfism în cadrul seriei de Rebra din partea de NV a masivului Rodnei. Arch. G.I.R., Bucharest.
- , Mosonyi, E., Papp, D. (1996Rp) Variația gradului de metamorfism al seriei de Rebra din partea de NV a Munților Rodnei. Arch. G.I.R., Bucharest.
- , Mosonyi, E. (1996Rp) Inventarierea sistematică a elementelor mezo- și microstructurale în cristalinul Munților Apuseni și al Munților Rodnei. Partea I-a. Arch. G.I.R., Bucharest.

STRUCTURA LITOSTRATIGRAFICĂ ȘI TECTONICĂ A METAMORFITELOR GRUPULUI LOTRU LITHOSTRATIGRAPHIC AND TECTONIC STRUCTURE OF THE LOTRU GROUP METAMORPHICS

I. GHEUCA

Spre deosebire de alte arii cu metamorfite din Carpații românești suprafața ocupată de Grupul Lotru (Ghika-Budești, 1934; Streckeisen, 1934) a fost suprafața cel mai puțin structurată din punct de vedere litostratigrafic și tectonic. În timp s-a observat că există câteva repere față de care să se facă o subdivizare a stivei, cum ar fi superpoziția micașturilor faneroblastice peste gnaise (Hârtoșanu, 1982), că rocile manganifere au o anumită distribuție particulară, semicirculară, (Hârtoșanu, 1982) sau că ele stau între micașturile și gnaisele amintite mai sus (Săbău, 1995). Cuarțitele semnalate în bazinele superioare ale Lotrului, Sebeșului și Jiului Ardelean s-au dovedit a fi și ele un reper bine definit (Gheuca et al, 1993). În raport cu aceste repere, altele mai puțin pregnante s-au putut alinia mai ușor, în final rezultând imaginea și succesiunea prezentată în continuare.

Formațiunea de Steaja reprezintă partea cea mai de jos a stivei, care afloră în bazinele superioare ale Lotrului, ale Jiului Ardelean și în versantul sudic al văii Frumoasa. Partea inferioară a formațiunii, *gnaisele biotitice de Pravăț*, plan paralele, cu biotit roșcat, cu intercalații subțiri de amfibolite sunt limitate la partea superioară de *quarțitele de Piatra Albă* un nivel relativ continuu de cca 10 m grosime. Peste acestea urmează *gnaisele micacee de Goața*, caracterizate prin prezența nodulilor de sillimanit. În bazinul Jiului Ardelean formațiunea de Steaja cuprinde și marmure. Ultimii 20 m ai formațiunii sunt constituiți din micașturi cu granat și pe alocuri staurolit, *micașturile de Balu*.

Urmează apoi o secvență de cca 1 km grosime cu caracter gnaisic, **formațiunea de Saracinu**. Ea este constituită în principal din gnaise rubanate, cu biotit sau amfiboli, *gnaisele de Frumoasa*. Partea sa inferioară este dominată de o secvență de amfibolite și de gnaise cu amfiboli pe care am numit-o *amfibolitele de Tartarau*. Către partea superioară a formațiunii mai apar de asemenea, mai frecvent, corpuri de amfibolite de distribuție neregulată care pe alocuri cuprind nuclee sau chiar corpuri mai mari de eclogite. Tot aici amfibolite cu granat cu coroana kelifitică evoluează până la amfibolite cu granat complet transformat, cu pete

Distinctively from other metamorphics in the Romanian Carpathians, the area covered by the Lotru Group (Ghika-Budești, 1934; Streckeisen, 1934) was, from the lithostratigraphic and tectonic point of view, the less structured territory. During the time several marks like: phaneroblastic micaschists superposition over the gneisses, peculiar hemispherical distribution of the manganese bearing rocks (Hârtoșanu, 1982), or the fact that these manganese rocks occupy a median position between the first mentioned types of rocks (Săbău, 1995), proved to be valuable criteria for the partition of the pile. The quartzites notified in the upper hydrographic basins of the Lotru, Sebeș and Jiu Ardelean rivers are also a strong mark of the same type (Gheuca et al, 1993). Guided by these mark other less striking ones could be framed more easily in the sequence and in the image which will be presented below.

Steaja Formation represents the lower part of the pile, which crops out in the upper hydrographic basins of the Lotru and Jiu Ardelean rivers and in the southern slope of the Frumoasa Valley. The lower part of this formation, Pravăț biotitic slab like gneisses, bearing reddish biotite and having thin amphibolitic intercalations, are limited at the upper part by Piatra Albă quartzites, an almost continuous band of about 10 meters thick. Over these quartzites follow Goața micaceous gneisses characterised by the presence of sillimanite as nodules. Steaja Formation contains also marbles in the Jiu Ardelean hydrographic basin. The last 20 meters of this formation are formed by Balu garnet micaschists bearing here and there staurolite.

The next one is **Săracinu Formation**, a gneissic sequence of about 1 km thick. Frumoasa banded gneisses bearing biotite or amphiboles are the main component of this formation. The lower part of Săracinu Formation is dominated by the presence of an amphibolites or gneisses bearing amphiboles sequence – Tartarau amphibolites. Towards its upper part amphibolite bodies having an irregular distribution also appear more frequently. Eclogites, more or less large bodies, belong to these amphibolites, sometimes forming their cores. In detail in some of these amphibolite bodies one could observe that the kelyphitic rims of the garnets grow to



albe deformate, până când amfibolitele capătă un aspect fusiform.

Peste secvența gnaisică urmează o secvență micacee pe care am numit-o **formațiunea de Negovanu**. Limita ei inferioară este marcată de un nivel de cca 1 m, pe mari suprafețe discontinuu, de roci manganifere, asociate cu cuarțuri albe. În câteva puncte pe limita gnaise-micașturi aflăsează cuarțite albe cu muscovit; s-a numit această asociație de roci manganifere și de cuarțite **Nivelul de Delinești**.

Micașisturile de Negovanu Mare reprezintă o secvență de micașturi faneroblastice cu granat centimetric, cu disten și uneori cu staurolit sau cu silimanit observabil microscopic, micașturi cu benzi decimetrice de cuarțite cafenii rugoase, limonizate.

Partea inferioară a formațiunii, preponderent micacee, cuprinde intercalații de gnaise diverse de amfibolite și nuclee de eclogite. În partea estică a zonei carlate aflăsează gnaise micacee cu granat și cu biotit negru liniar – *gnaisele de Valea Vătafului*, în corpuri cu dimensiuni variabile (lenticulare). Acestea trec spre marginea corpului la gnaise de tip granitic, sau la aspecte liniare accentuate, cu biotitul parțial cloritizat. Pe alocuri ele sunt asociate cu amfibolite și cu eclogite. În bazinul superior al Lotrului se dezvoltă câteva lentile de gnaise oculare cu biotit – *gnaisele de Vidra*.

Partea superioară a seriei de Lotru este o secvență predominant gnaisică și a fost individualizată ca **formațiunea de Măgura**. Ea este alcătuită în principal din *granitoide de Tilișca* (Dinică, 1993) și din gnaise oculare, și cuprinde subordonat gnaise micacee. Granitoidele de Tilișca cuprind pe alocuri enclave. Formațiunea se termină în estul regiunii cu gnaise microblastice.

În Grupul Lotru aflăsează nenumărate corpuri de dimensiuni variabile de pegmatite. Observația noastră este că în secvențele de micașturi și gnaise micacee pegmatitele sunt lentiliforme, cvasiconcordante, cu muscovit sau biotit, în timp ce gnaisele și amfibolitele din formațiunea de Sărăcinu nu cuprind astfel de pegmatite, ci sunt străbătute de o rețea de filoane decimetrice de pegmatite roz. Aceste fapte pledează pentru legătura genetică a pegmatitelor cu rocile gazdă.

În continuitatea Grupului Lotru urmează o secvență caracterizată prin prezența rocilor verzi și a micașturilor cu staurolit și anume **Grupul Sibișel**. Ea începe în zona Brezoi-Lotrioara cu amfibolite parțial cloritizate, continuă cu șisturi cu staurolit, apoi cu roci verzi clorito-epidotice alternând cu gnaise microblastice, partea superioară fiind dominată de micașturi cu granat și staurolit. Din punct de vedere litostratigrafic nu există premise pentru o discontinuitate între cele două grupuri.

În concluzie, în zona cercetată de noi corpul Pânzei Getice este constituit dintr-o secvență unitară

a complete substitution of the initial garnet, this process being accompanied by a gradual deformation so that the amphibolites become more and more fusiform.

Negovanu Formation, a micaceous sequence, follows over the gneissic one. Its lower limit is well marked by a band of manganese bearing rocks, of about 1 meter thick. In several points white quartzites bearing muscovite point out limit instead of manganese rocks. This association of manganese rocks and quartzites forms **Delinești Level**.

Negovanu Mare micaschists consist of phaneroblastic micaschists bearing garnets, kyanite sometimes staurolite or sillimanite (only microscopic observations). Bands of limonitised brownish rugous quartzites are present in the phaneroblastic micaschists.

The upper part of this mostly micaceous formation includes intercalations of various gneisses and amphibolites eclogites cores. In the eastern part of the mapped area crop out lenticular bodies of micaceous gneisses bearing garnets and linear black biotite named Valea Vătafului gneisses. These gneisses pass sometimes to granitic type gneisses but they always become linear gneisses on the borders of these bodies. In some places they are associated with amphibolites and eclogites. In the upper part of the Lotru Valley some lenses of ocular biotite gneisses – Vidra gneisses appear.

The upper part of Lotru Group consists of a predominantly gneissic sequence which was individualised as **Măgura Formation**. Ocular gneisses and Tilișca Granitoids (Dinică, 1993) are the main components of this formation and only subordinately it includes micaceous gneisses. Seldom enclaves from surrounding rocks are included in the Tilișca Granitoids. Microblastic gneisses form the ending of the formation in the eastern part of the region.

In the Lotru Group numerous pegmatitic bodies with variable dimensions crop out. We consider that the pegmatites belonging to micaceous gneisses and micaschists sequences appear as white well shaped lenses, while the Sărăcinu amphibolites and gneisses are penetrated only by a decimetric net of pink pegmatites. So we conclude that there is a genetic relation between pegmatites and their host rocks.

The next after Lotru Group comes Sibișel Group which is a sequence of green rocks and staurolite micaschists. It starts in Brezoi-Lotrioara zone with partially cloritized amphibolites, turns to schists bearing staurolite, then to clorite-epidote green rocks in alternance with microblastic gneisses. Its upper part is dominated by micaschists bearing garnets and staurolite. From the lithostratigraphic point of view there are no premises to consider a discontinuity between the two groups.



(grupurile Lotru și Sibișel) unde Grupul Lotru reprezintă o alternanță de secvențe micacee și secvențe gnaiseice.

Din punct de vedere tectonic metamorfitele au fost afectate în principal în alpin, ulterior șariajelor astfel că planele getic și supragetic se conformează unei boltiri regionale cu apexul în Domeniul Danubian.

Ca detalii tectonice se remarcă existența a numeroase ondulări ale metamorfitelor, însă puține cute apar clar conturate, cum ar fi sinclinalul Cibanu, la nord de Oașa, sau anticlinalul Tâmpel în Lotru și Frumoasa. În rest, numeroasele butoniere în care apare Formațiunea de Sărăcinu pun în evidență boltiri și depresiuni izometrice. Se poate conchide că, imediat anterior șariajului getic, metamorfitele Grupului Lotru formau o placă cvasitabulară și cvasiorizontală. În ceea ce privește istoria deformațională mai veche, cercetarea litostratigrafică nu oferă premise pentru identificarea unor structuri tectonice majore.

Ulterior șariajelor alpine, câteva falii importante au rupt stiva. Falia Coziei (Lotrului) de vârstă oligocen-terminală (Gheuca, 1988) are între Brezoi și Mălaia o săritură de peste 1500 m. De asemenea, falia Vidruța – Jieț taie zona depresionară cu apexul în lacul Vidra, acoperită fiind de depozite badenice, iar falia Sadu – Frumoasa, de cca 30 km lungime, se stinge către capete, în zona Gătu Berbecului la est și în bazinul văii Sălanelor la vest.

In conclusion in the zone mapped by us the Getic nappe body consists of a unitary sequence (Lotru and Sibișel groups) where Lotru Group represents an alternance of micaceous – gneissic sequences.

From the tectonic point of view the metamorphics were deformed mainly in alpine cycle, after the thrusting so that the Getic and Supragetic planes are conformable to a regional upwelling having the apex in the Danubian Domain.

In detail the metamorphics are frequently undulated but only few folds are well shaped. For example Cibanu syncline north to Oașa or Tâmpel anticline between Lotru and Frumoasa. In the other parts the numerous outcrops of Sărăcinu Formation reveal isometric upwellings and depressions. We can conclude that before the Getic thrusting the metamorphics of the Lotru Group were forming a quasitabular and quasihorizontal slab. Regarding the older deformation history the lithostratigraphic research cannot offer premises for the identification of some major tectonic structures.

After the Alpine thrusting some important faults broke the pile. Cozia (Lotru) fault having early Oligocene age (Gheuca, 1988) has the vertical displacement of more than 1500 meters between Brezoi and Mălaia. Also Vidruța–Jieț fault cuts the depressionary zone having the apex in Vidra Lake, being covered by Badenian deposits, and Sadu-Frumoasa fault, of about 30 km long, attenuates towards its edges, in Gătu Berbecului area on the eastern side and in Sălanelor area on the western side.

References

- Dinică, I. (1993) Raport, Arhiva IGR, București.
- Geuca, I (1988) Versantul sudic al Munților Făgăraș – litostratigrafie și tectonică *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5, p. 93-117, București.
- Ghika-Budești St. (1934) Étude géologiques dans le Monts Lotru (Carpathes Meridionales - Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, București.
- Hărtopanu, I (1982) Semnificația mineralelor de Al_2SiO_5 (disten, andaluzit, sillimanit) din rocile cristalinelor Carpaților Meridionali. Teză de doctorat. Univ. București.
- Săbău, G. (1995) Efecte ale tectonicii de pânză metamorfică în partea superioară a seriei de Lotru. *Rom. J. Mineral Deposits*, 76, p. 55-62, București.
- Streck Eisen, A. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Meridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, p. 327-417, București.



**ROCILE CU SILICAȚI DE MANGAN DIN CRISTALINUL GETIC:
UN EXEMPLU DE CONCENTRARE MINERALĂ
PRIN PROCESE METAMORFICE
THE MANGANESE-SILICATE ROCKS IN THE LOTRU METAMORPHIC
SUITE: AN EXAMPLE OF MINERAL CONCENTRATION DRIVEN BY
METAMORPHIC PROCESSES**

G. SĂBĂU

Rocile cu silicați de mangan din Seria de Lotru au fost remarcate încă de la primele lucrări de cartare de recunoaștere din zonă, în ciuda caracterului lor subordonat cantitativ, datorită aspectului și mineralogiei contrastante. Încercările de a folosi drept materie primă în industrie, în anii '50, au determinat cercetarea, mai ales cartografică, mineralogică și din punct de vedere al geochimiei elementelor majore (Ianovici, 1956). Studiile mai recente contribuie la o cunoaștere mai bună a mineralogiei și a conținuturilor în elemente minore, folosite și la elaborarea unor modele genetice. Hârtoșanu, Udrescu (1981) afirmă existența a două tipuri de roci cu silicați de mangan, care diferă prin sursa Mn, condiții fizice și vârstă: un minereu sedimentogen metamorfozat și un preminereu cu origine metamorfică.

Investigații la scară mare, precum și cartări detaliate în zone restrânse (Săbău, 1994, 1995) au arătat că rocile manganifere sunt localizate într-un nivel reper cu grosime redusă. Acest nivel, numit Nivelul de Delinești (ND) se dispune în toate zonele studiate în baza Formațiunii micașturilor de Negovanu Mare (FNM), prin aceasta constituind reperul cel mai valoros și mai constant din întreaga stivă, cu tot caracterul său discontinuu. ND mai prezintă două caracteristici remarcabile:

- are o condiționare litologică pronunțată, apărând numai dacă are în același timp la partea superioară micașturi bogate în granat de talie mare și în bază gnaise cu feldspat potasic. În zonele în care rocile adiacente din stivă nu prezintă aceste compoziții restrictive, ND se efilează.

- mulează o discontinuitate metamorfică, deoarece formațiunile adiacente înregistrează amprente metamorfice constante.

Acest studiu a fost întreprins pentru a contribui la îmbunătățirea gradului de cunoaștere prin observații în arii din Seria de Lotru în care ND este bine reprezentat.

Cele mai frecvente aflorimente ale rocilor cu silicați de mangan se dispun în bazinul râului Strei (Mtii. Sebeș).

Manganese-silicate rocks in the Lotru metamorphic suite, though quantitatively subordinate, have been noticed since the first reconnaissance studies in the area, due to their contrasting aspect and mineralogy. Attempt to use them as industrial raw-material in the fifties contributed to studies mainly concerned with mapping and mineralogical analysis and major elements geochemistry (Ianovici, 1956). More recent contributions improve the mineralogical knowledge and offer trace element geochemical data, which are also used to work out genetical models. Hârtoșanu, Udrescu (1981) assert the existence of two distinct types of manganese-silicate rocks, which differ as regards their Mn source, thermobaric conditions and age, i.e. a metamorphosed sedimentogen ore and a metamorphic pre-ore.

Large scale survey and local detailed mapping (Săbău - 1994, 1995) revealed that the manganese silicate rocks are confined to a thin marker level. This marker, named the Delinești Level (DL), in all areas studied so far, underlies the characteristic Negovanu Mare micaschists Formation (NMF), constituting by this token the most constant and valuable, though discontinuous, marker in the metamorphic pile. Two additional remarkable features are typical of DL:

- it has a strong lithological control, as it appears only if it has both in the hanging wall micaschists abounding in large-sized garnet, and in the footwall K-feldspar gneiss. In areas the lithostratigraphically adjacent formation do not have this restrictive compositions, DL loses continuity;

- it always straddles a metamorphic unconformity, as the adjacent formations record contrasting metamorphic overprints.

The present study was undertaken in order to improve the present knowledge by a more detailed survey of specific areas in the Lotru metamorphic suite, in which DL is well exposed.

The most abundant exposures of manganese-silicate rocks are located in the Strei River basin (Sebeș Mountains). Mapping of the zone led to identification of



Cartarea zonei a dus la identificarea a numeroase iviri, dintre care majoritatea fuseseră anterior semnalate (Pl. I). În toate cazurile dispunerea lor a fost confirmată ca fiind la limita inferioară a FNM, care se dispune peste o secvență gnaisică. Tipurile de roci manganifere distinse anterior pe baze mineralogice, geochemice și presupus genetice se asociază în mod clar în unul și același nivel implicând, de aceea, un mecanism genetic comun. Litologiile mangasilicite tipice se asociază la partea superioară cu micașturi cu granat, iar la partea inferioară cu gnaise cu feldspat potasic. Grosimea lor este de obicei sub un metru; cu toate acestea, îngroșări locale pot atinge până la 25 m mai ales în șarnierele cutelor sinmetamorfice. Roci cu silicați de mangan de grosime decimetrică se extind adesea continuu pe zeci de kilometri pătrați. Controlul litologic se manifestă în mod evident, căci rocile cu silicați de mangan nu apar când FNM se dispune peste alte litologii decât cele bogate în feldspat potasic.

Aceste caracteristici se mențin pe întreaga arie de aflorare a Seriei de Lotru, ND fiind bine deschis de actualul nivel de eroziune. Rocile cu silicați de mangan apar pe întregul areal al Carpaților Meridionali Centrali, de la Strei spre est până în bazinul Oltului (Pl. II); de aceea ND are o deosebită importanță în divizarea stivei precum și în corelarea între diferitele zone ale Seriei de Lotru.

Rocile cu dispoziție superioară prezintă o compoziție de o constanță remarcabilă; micașturi cu disten, staurolit și granat. Relațiile de teren arată că ea se dispune discordant peste o secvență gnaisică complexă. În această unitate au putut fi identificate succesiuni locale (Gheuca et al., 1983), care sunt intersectate oblic de limita spre FNM. Litologiile tipic manganifere apar peste tot unde rocile conținând feldspat potasic (care se repetă în stivă) apar sub micașturile FNM, indiferent de poziția lor sub aspectele sale caracteristice; cu toate acestea apar alte litologii tabulare cu grosime redusă (roci bogate în turmalină, cuarțite, lentile de pegmatite). Limita este la scara aflorimentului concordantă cu foliația metamorfică dominantă; de multe ori i se asociază o tectonică de tip rotațional. Tranziția spre litologiile gnaisice din bază se realizează frecvent prin intermediul unor eclogite amfibolitizate, amfibolite cu granat cu pseudomorfoze de plagioclaz după acesta, care evoluează de la agregate izometrice la lentile și agregate fusiforme pe care-l marchează și trăsăturile sale litologice și structurale, un plan de încălecare sinmetamorfică. Unitatea suprajacentă, constând din micașturile FNM formează Unitatea de Semenice, pe când unitatea gnaisică inferioară a fost denumită Unitatea de Voineasa. Rocile bazice cu caracter discontinuu care apar la limită reprezintă petece de rabotaj prinse de-a lungul planului de încălecare.

numerous outcrops, most of them previously reported (Pl. I). In all cases, their location was positively identified to be at the lower boundary of NMF, which overlies a gneissic sequence. The Mn-bearing rock types previously separated on mineralogical, geochemical and assumed genetical grounds, obviously associate in the same level, and therefore make a common genetical mechanism rather probable. Typical Mn-silicate lithologies associate with suprajacent garnet mica-schists and subjacent K-feldspar gneiss. Their thickness is usually less than 1 m; nevertheless local thickening can reach as much as 25 m, especially in synmetamorphic folds hinge zones. Decimetric Mn-silicate rocks frequently extend continuously over tens of sqkm. The lithological control is conspicuous, as no Mn-silicate rocks appear when NMF overlies lithologies other than K-feldspar rich.

These features are maintained over the whole area of the Lotru suite, as the present level of erosion perfectly exposes DL. The manganese-silicate rocks constantly appear in the Central South Carpathians, from the Strei River eastward to the Olt River basin (Pl. II). Therefore, DL has a paramount importance in dividing the pile and also in lithostratigraphic correlations among various zones within the Lotru suite.

The suprajacent rocks have a remarkably constant composition: kyanite-, staurolite-, and garnet bearing mica-schists. Field relationships indicate that these unconformably overlie a composite, mainly gneissic unit. Local sequences could be identified in this unit, which are eventually cross-cut by the boundary towards NMF. Typical Mn-rich lithologies develop in all places where (recurrent) K-feldspar do not appear below NMF, DL s. str. no longer develops; nevertheless other remarkable thin and tabular lithologies may appear (tourmaline-rich rocks, quartzites, abundant pegmatites). The boundary parallels on the outcrop scale the prevailing metamorphic foliation; frequently rotational tectonics tend to concentrate at the boundary. The transition to the lower gneissic lithologies is rather frequently accomplished by amphibolitised eclogites, garnet amphibolites with plagioclase pseudomorphs after garnet, which range from isometric aggregates to flattened lentils, or highly strained fine-grained amphibolites. The boundary represents, by its metamorphic contrast and lithologic and structural features, a synmetamorphic thrust surface. The overlying unit, consisting of the NMF mica-schists, makes up the Semenice Unit, while the lower gneissic unit is called the Voineasa Unit. The discontinuous mafic rocks that appear at the boundary represent "horses" entrapped under thrust.

The mineral composition of the Mn-silicate DL rocks frequently contains overprinted assemblages. As a rule, the older the assemblages, the sharper the geochemical



Compoziția mineralogică a rocilor cu silicați de mangan ale ND conține adesea parageneze suprapuse. De regulă, cu cât paragenezele sunt mai vechi, cu atât este mai net contrastul geochemic față de rocile adiacente, și apar mai puține faze minerale care prezintă dimensiuni mai mari ale granulelor. Cea mai frecventă paragenază este constituită din două minerale, spessartin și cuarț, dar adesea se pot identifica asociații mai complexe, în care gradul de saturație în oxizii de siliciu și aluminiu, precum și activitatea oxigenului pot prezenta variații majore. Se pot distinge trei tipuri majore: parageneze saturate (asociația caracteristică cuarț – spessartin), parageneze nesaturate (asociația caracteristică tefroit – rodocrozit – pirofanit), respectiv parageneze oxidate (asociația caracteristică spessartin – calderit – hematit – piemontit – miche cu fier feric și mangan) (Tabelele 1,2). Parageneza nesaturată apare de obicei în cazul ivirilor cu grosime mai mare. Ultimile două parageneze pot prezenta zonalitate în timp și în spațiu, astfel încât gradientii geochemici tind să scadă în timp și spre roca înconjurătoare. Astfel, tefroitul este substituit mai întâi de rodonit, apoi de spessartin și tirodit, pe când byxbitul din parageneza oxidată este substituit de braunit (Bălan, David, 1978).

Compoziția chimică neobișnuită face imposibilă estimările termobarometrice, prin aceasta nepermițând determinarea directă a afilierii paragenezelor suprapuse unui singur eveniment metamorfic sau ambelor evenimente de grad mediu determinate în rocile adiacente.

Contextul geologic al rocilor cu silicați de mangan ale ND indică asocierea lor spațială cu un plan de încălecare, eliminând în același timp ipoteza apartenenței lor la oricare dintre unitățile tectonice aflate în contact, prin aceasta impunând și afilierea lor genetică la plan. Cele mai probabile mecanisme mineralogenetice sunt reacțiile metamorfice și secreția. Reacțiile metamorfice, dovedibile textural, au avut loc între litologii incompatibile alăturate tectonic, în cazul de față micașturi cu granat, respectiv gnaise cu feldspat potasic. Evenimentul de grad mediu înalt nou, în timpul căreia a avut loc încălecarea, nu a atins în unitatea superioară mai mult de 620° C. În aceste condiții granatul almandinic este instabil cu feldspatul potasic, reacția dintre ele având ca produși granat spessartinic și două miche. Aceasta explică agregatele fin granulare de spessartin, cuarț, miche și feldspat potasic identificate în ND. Un alt mecanism dovedit textural este oxidarea rocilor adiacente de către fluide oxidante canalizate de-a lungul planului de încălecare, reacție responsabilă pentru formarea șisturilor și a cuarțitelor cu piemontit și granat calderitic pe seama rocilor bogate în almandin cu conținut de mangan subordonat.

contrast with the adjacent rocks, the fewer the mineral phases, and the coarser the grain size. The prevailing assemblage is biminerale: spessartine-quartz, but more diverse assemblages are often encountered, in which silica and alumina saturation, as well as oxygen activity display major variations. Three basic types can be distinguished: saturated assemblages (typically quartz – spessartine), undersaturated assemblages (typically tephroite – rodochrosite – pyrophanite), and oxidised ones (typically spessartine-calderite-hematite-piedmontite-Fe³⁺, Mn-bearing micas) (Tables 1.2). The undersaturated assemblage appears in zones of greater thickness. The latter two assemblages may display spatial and temporal zonality, geochemical gradients tending to decline in time and towards the host rocks. Tephroite is replaced first by rhodonite, then by spessartine and tirodite, while byxbitite in oxidised assemblages is reacted to braunite (Bălan, David, 1978).

The peculiar chemical composition prevents thermobarometric estimates. At the same time, it is impossible to estimate if the successive superposed assemblages affiliate to a single metamorphic event or to both medium grade events recognised in the adjacent rocks.

The geological setting of the DL manganese silicate rocks indicates its spatial association with a thrust surface, precluding the former appurtenance to each of the two tectonic units, thereby strongly suggesting also their genetic affiliation to it. The most probable mineralogenetic mechanisms seem to be metamorphic reactions and secretion.

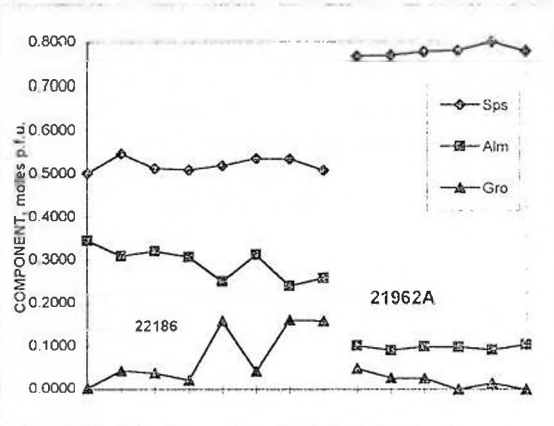
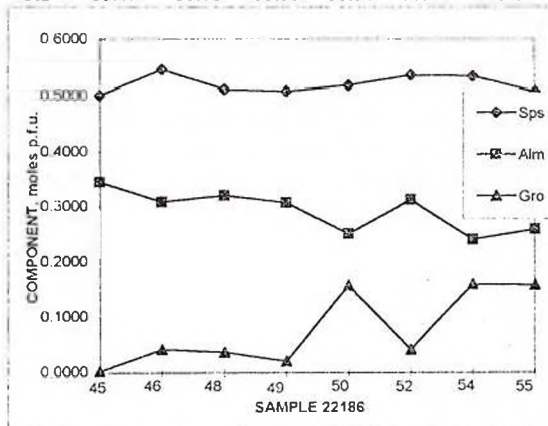
Metamorphic reactions, for which textural evidence exists, took place between tectonically adjoined incompatible lithologies, i.e. garnet-bearing micaschists and K-feldspar gneiss. The most recent medium grade metamorphic event, during which the thrusting took place, reached in the suprajacent unit not more 620° C. Under these conditions, almandine-rich garnet is unstable with K-feldspar; the reaction between them forms spessartine-rich garnet and two micas. This would explain fine grained spessartine + quartz + mica + K-feldspar aggregates identified in DL. Another texturally proven mechanism is oxidation of adjacent rocks by oxidising fluids channelled along the thrust surface, which is responsible for the formation of piedmontite-calderite garnet schists and quartzites on account of Mn-bearing almandine-rich rocks.

Coarse-grained (pegmatoid), high variance (two-phase) assemblages most probably formed through concentration in a fluid phase of Mn-rich reaction products and deposition in secondary distension zones: aqueous fluids tended to deposit Mn, Si, Al, while carbonic fluids concentrated Mn over Si and Al, leading



TABELUL 1 ANALIZE REPREZENTATIVE DE GRANAȚI MANGANIFERI DIN ND

	parageneze saturate							parageneze nesaturate						
	22186-4/	22186-46	22186-4/	22186-4	22186-5	22186-5	22186-5	21962A/	21962A/	21962A/	21962A/	21962A/	21962A/	21962A/13
NA	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.35	0.02	0.0276	0.0245	0.05	0.03	0.05
F	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SI	36.27	36.38	36.39	36.45	36.45	36.51	36.53	36.53	37.08	36.97	36.55	36.42	36.39	36.27
AL	20.45	20.58	20.13	20.49	20.68	20.39	20.36	20.36	19.98	19.38	19.32	19.01	18.93	18.65
MG	1.86	1.14	2.33	0.79	1.17	1.66	2.09	2.09	0.64	0.55	0.58	0.64	0.53	0.57
ZN	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03
FE	14.76	11.81	16.95	11.53	12.19	14.64	15.52	15.52	5.79	5.81	5.96	6.33	5.99	7.06
MN	23.26	22.57	21.83	23.27	22.14	23.77	22.34	22.34	33.59	33.62	33.56	34.35	34.37	35.38
CR	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.06	0.02	0.00	0.00	0.01
BA	0.00	0.00	0.01	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
K	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CL	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
CA	2.61	6.28	2.06	6.57	6.32	2.63	2.87	2.87	3.16	3.04	2.75	1.85	2.78	1.35
TI	0.06	0.24	0.04	0.22	0.25	0.05	0.00	0.00	0.13	0.28	0.31	0.17	0.43	0.11
Σ	99.56	99.10	99.81	99.40	99.32	99.69	99.93	100.27	100.42	99.74	99.06	98.85	99.45	99.49
Si	5.9087	5.9431	5.9250	5.8857	5.9206	5.9179	5.9268	5.9165	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000
Al ₂ O ₃	0.0913	0.0569	0.0750	0.1143	0.0794	0.0821	0.0732	0.0835	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Σ	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000
Al ₂ O ₃	3.7607	3.8553	3.8174	3.7523	3.8678	3.8503	3.8534	3.8724	3.8103	3.7058	3.7369	3.6917	3.6781	3.6351
Ti	0.0053	0.0060	0.0000	0.0000	0.0294	0.0074	0.0269	0.0309	0.0158	0.0341	0.0380	0.0206	0.0536	0.0133
Cr	0.0027	0.0027	0.0000	0.0000	0.0039	0.0026	0.0000	0.0000	0.0030	0.0076	0.0020	0.0000	0.0000	0.0017
Fe ₃ O ₄	0.2313	0.1361	0.1825	0.2476	0.0989	0.1397	0.1197	0.0966	0.1709	0.2525	0.2231	0.2876	0.2683	0.3498
Σ	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000
Fe ₂ O ₃	2.0699	1.8571	1.9225	1.8434	1.5083	1.8741	1.4480	1.5580	0.6168	0.5451	0.6002	0.5915	0.5530	0.6278
Mn	3.0022	3.2768	3.0686	3.0483	3.1108	3.2142	3.2045	3.0428	4.6031	4.6205	4.6650	4.7932	4.7991	4.9566
Mg	0.5635	0.4037	0.5051	0.5017	0.2765	0.4523	0.1915	0.2838	0.1533	0.1338	0.1408	0.1579	0.1294	0.1406
Ca	0.3586	0.4585	0.4983	0.4949	1.0949	0.4562	1.1445	1.0993	0.5470	0.5282	0.4837	0.3259	0.4911	0.2398
Na	0.0028	0.0001	0.0038	0.1099	0.0095	0.0032	0.0095	0.0099	0.0058	0.0087	0.0078	0.0166	0.0085	0.0160
K	0.0030	0.0039	0.0017	0.0017	0.0000	0.0000	0.0021	0.0062	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Σ	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	5.9260	5.8363	5.8975	5.8851	5.9811	5.9808
And	0.0578	0.0340	0.0456	0.0619	0.0247	0.0349	0.0299	0.0242	0.0427	0.0631	0.0558	0.0543	0.0671	0.0400
Cal	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0176	0.0000	0.0475
Gro	0.0026	0.0431	0.0374	0.0206	0.1587	0.0418	0.1608	0.1591	0.0492	0.0268	0.0253	0.0000	0.0148	0.0000
Sps	0.5004	0.5461	0.5114	0.5080	0.5185	0.5357	0.5341	0.5071	0.7672	0.7701	0.7775	0.7813	0.7998	0.7786
Alm	0.3450	0.3095	0.3204	0.3072	0.2514	0.3123	0.2413	0.2597	0.1028	0.0908	0.1000	0.0986	0.0922	0.1046
Pyp	0.0939	0.0673	0.0842	0.0836	0.0461	0.0754	0.0319	0.0473	0.0256	0.0223	0.0235	0.0263	0.0216	0.0234
Rest	0.0003	0.0000	0.0009	0.0186	0.0006	0.0000	0.0019	0.0027	0.0125	0.0268	0.0179	0.0219	0.0046	0.0059
Σ	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0001	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
SiO ₂	36.27	36.38	36.39	36.45	36.45	36.51	36.53	36.53	37.08	36.97	36.55	36.42	36.39	36.27
Al ₂ O ₃	20.45	20.58	20.13	20.49	20.68	20.39	20.36	20.36	19.98	19.38	19.32	19.01	18.93	18.65
TiO ₂	0.06	0.24	0.04	0.22	0.25	0.05	0.00	0.00	0.13	0.28	0.31	0.17	0.43	0.11
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.06	0.02	0.00	0.00	0.01
Fe ₂ O ₃	1.65	0.90	1.63	1.52	0.83	1.13	1.32	1.01	1.40	2.05	1.79	2.30	2.18	2.81
FeO	13.28	11.01	15.48	10.16	11.44	13.62	14.33	14.61	4.54	3.97	4.34	4.26	4.04	4.53
MnO	23.26	22.57	21.83	23.27	22.14	23.77	22.34	22.34	33.59	33.62	33.56	34.35	34.37	35.38
MgO	1.86	1.14	2.33	0.79	1.17	1.66	2.09	2.09	0.64	0.55	0.58	0.64	0.53	0.57
CaO	2.61	6.28	2.06	6.57	6.32	2.63	2.87	2.87	3.16	3.04	2.75	1.85	2.78	1.35
Na ₂ O	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.35	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.05
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.47	99.16	99.95	99.50	99.36	99.79	99.85	100.16	100.56	99.95	99.24	99.05	99.67	99.74



TAB. 2 ANALIZE REPREZENTATIVE DE AMFIBOLI DIN ROCILE CU SILICAȚI DE MANGAN ALE N.D.

	parag. saturată		parag. nesaturată		
	22186/47	22186/51	21962A/15	21962A/16	21962A/17
NA	0.34	0.34	0.01	0.03	0.03
F	0.34	1.09	0.00	0.00	0.00
SI	52.25	52.68	49.04	49.26	49.42
AL	0.23	0.08	0.05	0.07	0.04
MG	13.90	15.09	11.16	11.18	11.21
ZN	0.09	0.21	0.00	0.00	0.12
FE	20.27	19.56	12.65	12.47	12.70
MN	8.29	8.46	23.72	23.81	24.04
CR	0.01	0.01	0.00	0.05	0.04
BA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
K	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
CL	0.02	0.01	N/A	N/A	N/A
CA	1.12	0.60	0.77	0.79	0.97
TI	0.02	0.01	0.05	0.00	0.07
	96.89	98.14	97.45	97.64	98.68
Si	7.9511	7.9326	7.5617	7.6329	7.5330
Al	0.0413	0.0150	0.0096	0.0131	0.0072
Fe ³⁺	0.0076	0.0524	0.4286	0.3539	0.4598
ΣT	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Al ₀	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe ³⁺	0.0523	0.0642	0.4270	0.3573	0.4537
Cr	0.0010	0.0006	0.0000	0.0062	0.0045
Ti	0.0026	0.0006	0.0058	0.0058	0.0057
Zn	0.0102	0.0237	0.0000	0.0082	0.0132
Mg	3.1521	3.3878	2.5655	2.5814	2.5474
Fe ²⁺	1.7818	1.5231	0.7761	0.9042	0.7051
Mn	0.0000	0.0000	1.2256	1.1368	1.2705
ΣM1-3	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Mg	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	1.0685	1.0791	1.8722	1.9874	1.8334
Fe	0.7375	0.8240	0.0000	0.0000	0.0000
Ca	0.1820	0.0970	0.1275	0.0045	0.1586
NaM ₄	0.0121	0.0000	0.0003	0.0081	0.0080
ΣM ₄	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
NaA	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000
K	0.0024	0.0013	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0027
ΣA	0.0024	0.0014	0.0000	0.0000	0.0027
F	0.1635	0.5195	0.0000	0.0000	0.0000
Cl	0.0047	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000
OH	1.8317	1.4791	2.0000	2.0000	2.0000
Σ	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

ANALIZE ALE PRINCIPALELOR FAZE MANGANIFERE DIN PARAGENEZA NESATURATĂ

Analysis	21962A			21962A		21962A			Härtöpanu(1994)
	*9	*8	*10	*7	*3	*6	*5	*6b	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00
F	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO ₂	29.12	29.34	29.38	46.94	47.37	0.03	0.06	0.16	0.30
Al ₂ O ₃	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01	0.06	0.04
MgO	1.76	1.96	1.89	3.29	3.90	0.04	0.05	0.04	0.00
ZnO	0.06	0.00	0.04	0.01	0.08	0.01	0.00	0.26	0.00
FeO*	27.01	27.74	27.58	8.85	9.37	13.94	16.23	15.87	2.00
MnO	39.00	38.70	38.51	37.19	35.78	31.09	29.59	29.29	39.40
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00
BaO	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04	0.45	0.45	0.33	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	1.81	2.00	0.00	0.20	0.00	0.00
TiO ₂	0.01	0.02	0.07	0.02	0.02	51.14	50.85	51.10	57.40
Σ	97.04	97.79	97.54	98.21	98.58	96.73	97.68	97.12	99.14
FeO	26.98	27.25	27.39	6.04	6.31	10.78	8.82	8.46	0.00
Fe ₂ O ₃	0.04	0.55	0.21	3.13	3.41	3.52	8.23	8.23	2.22
Σ	97.05	97.84	97.57	98.53	98.92	97.08	98.50	97.94	99.36
Si	1.998	1.992	2.000	6.994	6.996	0.992	0.965	0.973	1.054 Ti
Al	0.001	0.001	0.000	0.006	0.004	0.008	0.035	0.027	0.000 Fe ³⁺
Σ	1.999	1.993	2.000	7.000	7.000	1.000	1.000	1.000	1.054 Σ
Al ₀	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.060	0.121	0.130	0.041 Fe ³⁺
Ti	0.000	0.001	0.003	0.003	0.003	0.001	0.001	0.004	0.007 Si
Cr	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001 Al
Zn	0.003	0.000	0.002	0.001	0.009	0.000	0.004	0.000	0.000 Cr
Fe ²⁺	1.547	1.547	1.559	0.753	0.779	0.000	0.000	0.005	0.000 Zn
Fe ³⁺	0.002	0.028	0.011	0.351	0.378	0.232	0.186	0.179	0.000 Fe ²⁺
Mn	2.266	2.225	2.220	4.694	4.475	0.679	0.632	0.628	0.815 Mn
Mg	0.180	0.198	0.192	0.732	0.859	0.001	0.002	0.001	0.000 Mg
Ca	0.000	0.000	0.000	0.288	0.316	0.000	0.005	0.000	0.000 Ca
Ba	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.005	0.004	0.003	0.000 Ba
Na	0.000	0.000	0.005	0.009	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000 Na
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000 K
Σ	4.001	4.000	3.995	6.832	6.821	0.980	0.959	0.952	0.864 Σ
F	0.005	0.000	0.000	Piroxmagit		0.679	0.632	0.628	0.815 Pirof
O	7.995	8.000	8.000			0.232	0.186	0.179	0.000 Ilm
Σ	8.000	8.000	8.000			0.001	0.002	0.001	0.000 Geik
Teph	0.567	0.556	0.555			0.000	0.000	0.005	0.000 Ecan
Fayal	0.387	0.387	0.39			0.008	0.035	0.027	0.041 Hm
Forst	0.045	0.050	0.048			0.079	0.145	0.159	0.144 Rest
Rest	0.001	0.008	0.007						

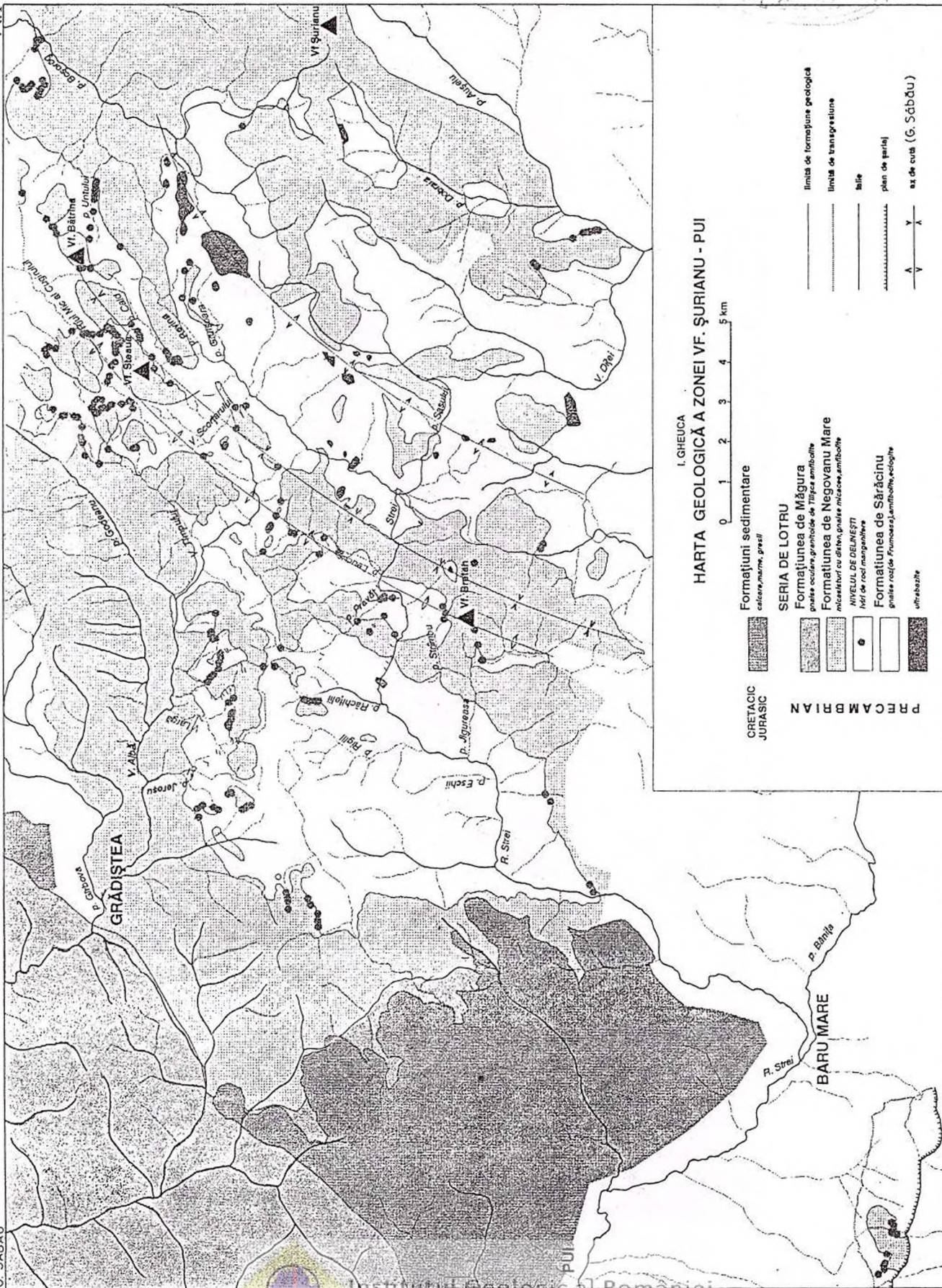
Asociațiile larg cristalizate, în general bifazice cu caracter pegmatoid s-au format cel mai probabil prin concentrare într-o fază fluidă și depunere în zone de distensie secundară asociate încălecrii. Fluidele predominante apoase au depus din soluții Mn, Si, Al pe când fluidele carbonatice au tins să concentreze mai mult Mn față de celelalte elemente, ducând la formarea rocilor tefroit – rodocrozitice. Forfecarea și o tendință la omogenizarea geocimică ulterioară a putut duce la formarea unor asociații suprapuse mai fin granulare și mai puțin contrastante geochemic, așa cum apar în rocile manganifere.

to pegmatoid tephroite-rhodocrosite rocks. Subsequent shearing and geochemical homogenization would lead to superposed smaller-grained, less geochemically contrasting assemblages, as actually recorded rocks.

Acknowledgements

EPMA mineral analyses were performed during an Alexander von Humboldt Research fellowship of the author at the Ruhr University in Bochum, FRG

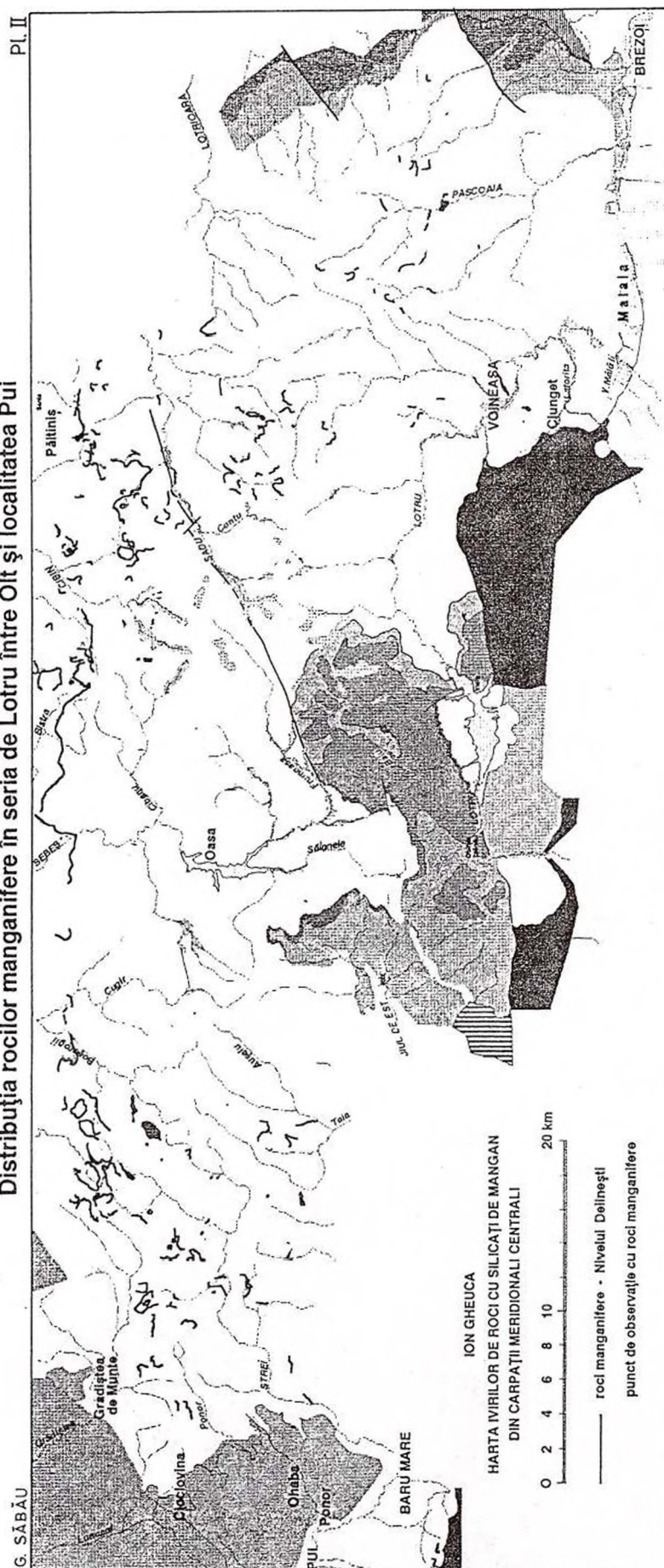




I. GHEUCA
HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI VF. ȘURIANU - PUI

Distribuția rocilor manganifere în seria de Lotru între Olt și localitatea Pui

Pl. II



Anuar I.G.R. 70

Printed by the Geological Institute of Romania



References

- Bălan, M., David, M. (1978) Date mineralogice privind parogeneza cu piemontit de la Dealul Negru (Munții Lotrului. *St. Cercet. Geol.*, 23, p. 229-237, București.
- Gheuca, I., Hârtopanu, P., Stoian, T. (1993) Raport I.G.R.
- Hârtopanu, P., Hârtopanu, I. (1981) Relații microstructurale în asociațiile manganifere din Munții Sebeș și Cîbin. *St. Cercet. Geol.*, 26, 35-44, București.
- Ianovici, V. (1956) Informations générales sur les gisements de minerais de manganèse de la Roumanie. și In González Reyna J., XX Congreso geológico internacional, Symposium sobre yacimientos de manganeso, Tomo V (Europa), p. 349-373, México.
- Săbău, G. (1994) Lithostratigraphic and metamorphic correlations: A possible way of exploring the early history of the Getic Crystalline. *Rom. J. Petrology*, 76, p. 119-128, București.
- (1995) Consecințe ale tectonicii de pânză metamorfică la partea superioară a Seriei de Lotru. *Rom. J. Mineral Deposits*, 76, p. 55-62, București.



TRANSFER DE MASĂ ASOCIAT DEFORMĂRII ÎN ZONA DE FORFECARE PĂLTINIȘ (MUNȚII CIBIN) MASS TRANSFER RELATED TO DEFORMATION IN THE PĂLTINIȘ SHEAR ZONE (CIBIN MTS)

I. STELEA

Introducere

Ridicarea cristalinului getic în timpul Paleozoicului superior a fost acomodată de mișcări de alunecare pe plane suborizontale de contrast litologic, coincidente cu limitele litostratigrafice. În acest context, zona de forfecare Păltiniș (ZFP) este localizată pe contactul dintre complexul micașturilor, în poziție superioară, și cel al gnaiselor cuarțo-feldspatice, în poziție inferioară. Micașturile din apropierea acestui contact au fost afectate de deformare plastică pe plane discrete de forfecare puse în evidență de intercalații de milonite de grad mediu. Matricea milonitică constă din muscovit+margarit±cuarț±sillimanit sau muscovit+paragonit+cuarț±sillimanit. Postcinematic, au cristalizat cloritoid și apatit.

Principiul bilanțului de masă

Chimismul global milonitelor din ZFP prezintă importante modificări de chimism în comparație cu cel al micașturilor protolit. Schimbările de concentrație a oxizilor majori pun în evidență efectele unui metasomatism indus de deformare dar nu reflectă transferul de masă implicit. Deoarece suma oxizilor în orice analiză chimică este constrânsă la 100 %, schimbările de concentrație nu sunt independente una față de celelalte. În consecință, ele nu pot fi folosite ca atare în calcularea bilanțului de masă. Din acest motiv, concentrațiile oxizilor din roca metasomatizată trebuie legate de cele din roca originală printr-un factor de volum (Gresens, 1967) sau de masă (Grant, 1986). Acest factor constant se bazează pe comportamentul imobil al unor componenți (Al, Zr, Ti) în timpul procesului metasomatic.

Calcularea schimbărilor de concentrație ($\Delta C_i/C_i^0$) și a bilanțului de masă în ZFP a fost făcută folosind ecuațiile și diagramele de izocone elaborate de Grant (1986). Metoda grafică a izoconei constă în proiectarea concentrațiilor originale (C_i^0) și finale (C_i^a) pe o diagramă C^0 la C^a . Punctele de intersecție corespunzând componenților imobili vor defini o linie dreaptă, de schimbare zero ($\Delta C_i=0$), care trece prin origine. Componentii proiectați în câmpul de deasupra izoconei arată câștiguri de masă iar cei proiectați în câmpul de sub izoconă arată pierderi de masă. Panta izoconei

Introduction

The Getic crystalline uplift during the Late paleozoic was accommodated by sliding motions on sub-horizontal planes of lithological contrast, coincident to lithostratigraphic boundaries. In this context, the Păltiniș shear zone (PSZ) is localized on the contact between the micaschists complex, in upper position, and that of quartzo-feldspathic gneisses, in lower position. The micaschists near this contact were affected by plastic deformation on discrete shear planes proved by layers of medium grade mylonites. The mylonitic matrix consists in muscovite + margarite ± quartz ± sillimanite or muscovite + paragonite + quartz ± sillimanite. Chloritoid and apatite crystallized postkinematically.

Mass balance principle

The bulk of mylonites inside PSZ show important modifications compared to that of the protolith micaschists. The concentration changes of major oxides point out the effect of deformation induced metasomatism but they do not reflect the involved mass transfer. Since the oxides sum in any chemical analysis is constrained to 100 %, concentration changes are not independent one from the others. Consequently, they cannot be used in mass balance calculation as such for this reason, the oxides concentrations in metasomatized rocks must be related to those in original rocks by a volume (Gresens, 1967) or mass (Grant, 1986) factor. This constant factor is based on the immobile behaviour of some components (Al, Zr, Ti) during the metasomatic process.

Calculation of concentration changes ($\Delta C_i/C_i^0$) and mass balance ($\Delta M/M^0$) in PSZ has been performed using the equations and the isocoon diagrams elaborated by Grant (1986). Graphical method of isocoon consists in plotting of initial (C_i^0) and final (C_i^a) concentrations on a diagram C^0 against C^a . Intersection points corresponding to the immobile component will define a straight line of zero change ($C_i=0$) radiating from the origin. Components plotted in the field above isocoon indicate mass gains while those in the field below indicate mass losses. The slope of the iso-



(M^0/M^a) va determina mărimea relativă a celor două câmpuri, deci bilanțul de masă.

Bilanțul de masă în ZFP

Investigațiile noastre se referă la un segment al ZFP, de 6 Km lungime, situat pe versantul nordic al crestei Oncești-Bătrâna. Au fost luate în considerație patru probe perechi, micașist-milonit, privind milonitele cu margarit din sectorul Oncești (7498-7513 și 7514A-B) și milonitele cu paragonit din sectorul Bătrâna (7568A-B și 9297A-B). Rezultatele corespunzând la două izocone de referință (aluminiu constant și masa constantă) sunt date în tabele (Tab. 1-4) și diagrame (Fig. 1-4).

Tabel 1 Schimbările de concentrație ($\Delta C_i/C_i^0$) ale oxizilor din milonitele cu margarit (proba 7513), calculate pentru două izocone de referință

	C_i^0	C_i^a	$\Delta C_i/C_i^0$	
	7498	7513	Al const.	m const.
SiO ₂	62,83	40,90	-0,68	-0,35
TiO ₂	0,78	0,15	-0,90	-0,81
Al ₂ O ₃	20,05	40,25		+1,00
Fe ₂ O ₃	0,84	1,61	-0,06	+0,91
FeO	5,88	0,14	-0,98	-0,97
MnO	0,1	0,01	-0,95	-0,91
MgO	1,46	0,51	-0,82	-0,66
CaO	0,43	4,55	+4,18	+9,58
K ₂ O	2,78	5,18	-0,08	+0,86
Na ₂ O	0,69	1,31	-0,06	+0,89
P ₂ O ₅	0,09	0,03	-0,83	-0,67
H ₂ O ⁺	3,17	4,42	-0,31	+0,39

con (M^0/M^a) will fix the relative size of the two fields, therefore the mass balance.

Mass balance in PSZ

Our investigations refer to a PSZ segment, 6 km in length, on northern slope of the Oncești-Bătrâna crest. Four micaschist-mylonite pair samples, concerning margarite-bearing mylonites in the Oncești sector (7498-7513 and 7514A-B) and paragonite bearing mylonites in the Bătrâna sector (7568A-B and 9297A-B) have been selected. The results corresponding to two reference isocons (constant alumina and constant mass) are given in tables (Tabs. 1-4) and diagrams (Figs. 1-4).

Tabel 2 Schimbările de concentrație ($\Delta C_i/C_i^0$) ale oxizilor din milonitele cu margarit (proba 7514B), calculate pentru două izocone de referință

	C_i^0	C_i^a	$\Delta C_i/C_i^0$	
	7514A	7514B	Al const.	m const.
SiO ₂	58,51	42,80	-0,61	-0,26
TiO ₂	0,95	0,24	-0,86	-0,74
Al ₂ O ₃	20,90	38,85		+0,85
Fe ₂ O ₃	0,84	1,10	-0,30	+0,30
FeO	5,84	0,14	-0,94	-0,97
MnO	0,18	0,02	-0,94	-0,88
MgO	1,89	0,46	-0,87	-0,75
CaO	-0,60	2,28	+1,04	+2,80
K ₂ O	4,70	8,01	-0,09	+0,70
Na ₂ O	0,59	0,96	-0,13	+0,62
P ₂ O ₅	0,31	0,08	-0,86	-0,74
H ₂ O ⁺	3,91	4,24	-0,42	+0,08

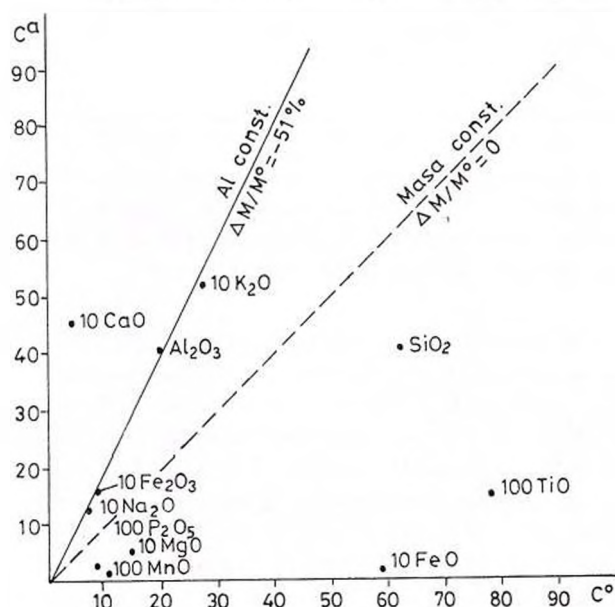


Fig. 1 - Diagrama de izocone pentru perechea de probe 7498 (micașist protolit) - 7513 (milonit cu margarit). Toate datele sunt în procente de greutate. În raport cu izocona model pentru Al const., milonitele arată un deficit de masă de 51 %.

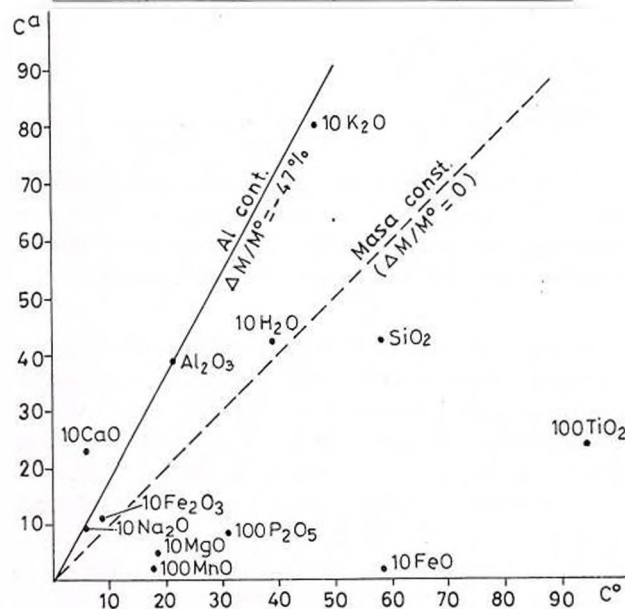


Fig. 2 - Diagrama de izocone pentru perechea de probe 7514A (micașist protolit) - 7514B (milonit cu margarit). Toate datele sunt în procente de greutate. În raport cu izocona model pentru Al const., milonitele arată un deficit de masă de 47 %.

Tabel 3 Schimbările de concentrație ($\Delta C_i/C_i^0$) ale oxizilor din milonitele cu paragonit (proba 7568B), calculate pentru două izocone de referință

	C_i^0	C_i^a	$\Delta C_i/C_i^0$	
	7568A	7568B	Al const.	m const.
SiO ₂	60,08	76,80	+0,80	+0,27
TiO ₂	1,05	0,00	-1,00	-1,00
Al ₂ O ₃	21,73	15,40		-0,29
Fe ₂ O ₃	1,40	0,59	-0,40	-0,57
FeO	5,75	0,29	-0,92	-0,94
MnO	0,18	0,02	-0,84	-0,88
MgO	1,57	0,16	-0,85	-0,89
CaO	0,45	0,48	+0,50	+0,06
K ₂ O	2,54	1,16	-0,35	-0,54
Na ₂ O	0,99	1,81	+1,57	+0,82
P ₂ O ₅	0,10	0,07	-0,01	-0,30
H ₂ O ⁺	3,31	2,53	-0,07	+0,23

Tabel 4 Schimbările de concentrație ($\Delta C_i/C_i^0$) ale oxizilor din milonitele cu paragonit (proba 9297B), calculate pentru două izocone de referință

	C_i^0	C_i^a	$\Delta C_i/C_i^0$	
	9297A	9297B	Al const.	m const.
SiO ₂	60,18	69,10	+0,35	+0,14
TiO ₂	0,69	0,49	-0,16	-0,28
Al ₂ O ₃	22,52	19,01		-0,15
Fe ₂ O ₃	1,23	0,00	-1,00	-1,00
FeO	5,47	2,88	-0,37	-0,47
MnO	0,17	0,10	-0,30	-0,41
MgO	1,14	0,55	-0,43	-0,51
CaO	0,81	1,05	+0,52	+0,29
K ₂ O	2,65	1,42	-0,36	-0,46
Na ₂ O	1,04	2,26	+1,56	+1,17
P ₂ O ₅	0,07	0,18	+2,03	+1,57
H ₂ O ⁺	3,82	3,13	-0,03	-0,18

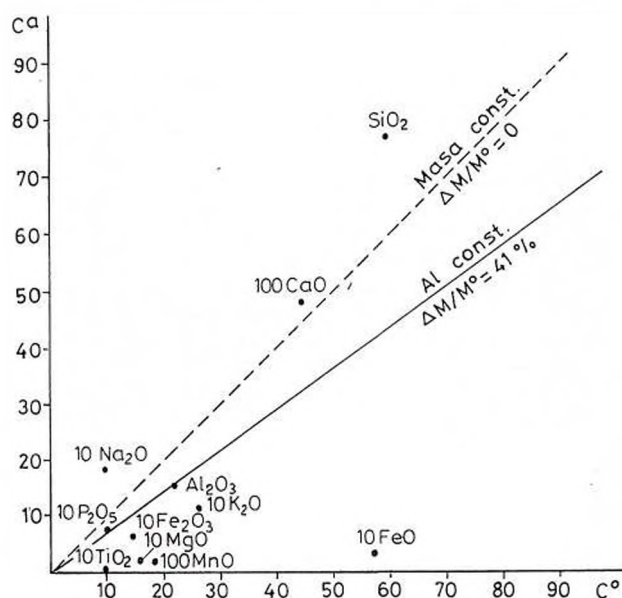


Fig. 3 - Diagrama de izocone pentru perechea de probe 7568A (micașist protolit) - 7568B (milonit cu paragonit). Toate datele sunt în procente de greutate. În raport cu izocona model pentru Al const., milonitele arată un deficit de masă de 41 %.

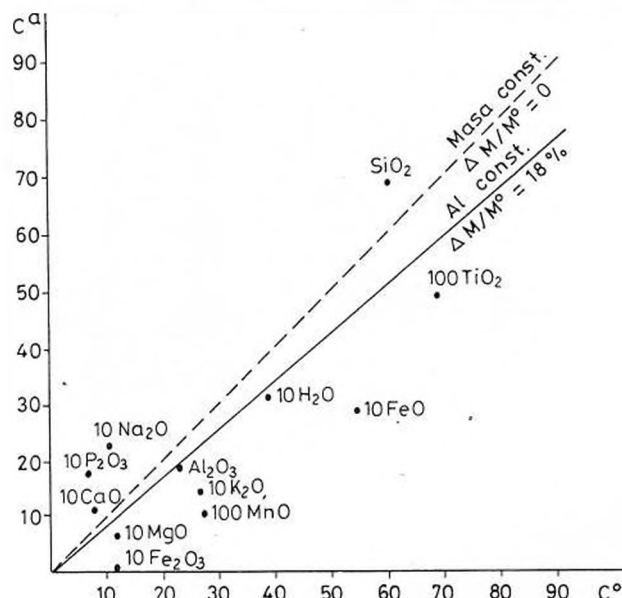


Fig. 4 - Diagrama de izocone pentru perechea de probe 9297A (micașist protolit) - 9297B (milonit cu paragonit). Toate datele sunt în procente de greutate. În raport cu izocona model pentru Al const., milonitele arată un deficit de masă de 41 %.

Deoarece nu există dovezi privind mobilitatea aluminiului în timpul deformării, trebuie luate în discuție izocone pentru condiția de aluminiu constant. Ele arată pierderi de masă de 51 % și 47 % în sectorul Oncești și câștiguri de masă de 41 % și 18 % în sectorul Bătrâna. Bilanțul de masă negativ în milonitele cu margarit a fost dat de pierderi de Si (68 % și 61 %), Ti, Fe (în special Fe²⁺), Mn, Mg, K, Na și P și câștiguri de Ca (418 % și 104 %). Bilanțul pozitiv din milonitele cu paragonit a rezultat prin îmbogățire în Na (157 % și 156 %), Si (80 % și 35 %) și Ca și îndepărtarea Ti, Fe (în special Fe²⁺), Mn, Mg și K.

Transferul difuzional de masă este singurul mecanism de deformare care poate modifica masa rocii origi-

There is no evidence for alumina mobility during deformation along PSZ. So, the constant alumina isocons must be considered. They show mass losses of 51 % and 47 % in the Oncești sector and mass gains of 41 % and 18 % in the Bătrâna sector. The negative mass balance in the margarite-bearing mylonites was given by subtraction of Si (68 % and 61 %), Ti, Fe (especially Fe²⁺), Mn, Mg, K, Na and P, and addition of Ca (418 % and 104 %). Ti, Fe (especially Fe²⁺), Mn, Mg, K, Na and P, and addition of Ca (418 % and 104 %). The positive mass balance in the paragonite-bearing mylonites resulting by enrichment of Na (157 % and 156 %), Si (80 % and 33 %) and Ca, and depletion of Ti, Fe (especially Fe²⁺), Mn, Mg and K.

nale. Datele noastre arată un transfer difuziv perpendicular pe planele de forfecare, pe distanțe cel puțin egale cu distanța dintre probele perechi studiate (0,1–10 m). Deși micașturile protolit din ZFP au un chimism global omogen, milonitele din sectorul Oncești sunt chimic și mineralogic diferite de cele din sectorul Bătrâna. Aceste diferențe pot fi explicate prin transfer de masă, implicând Si, Na și Ca, în lungul zonei de forfecare, pe 5–6 Km distanță. Pe această cale, Si și Na s-a concentrat în milonitele cu paragonit iar Ca în cele cu margarit.

Diffusional mass transfer is the only deformational mechanism which can modify the original rock mass. Our data point out a diffusive transport perpendicular to the shear planes on distances at least equal to those between the studied pair samples (0.1 – 10 m). Although the protolith micaschists in PSZ show homogenous bulk chemistry, subsequent mylonites in the Oncești sector are chemically and mineralogically different from those in the Bătrâna sector. These differences can be explained by mass-transfer, involving Si, Na and Ca, on 5-6 km distance along the shear zone. On this way, Si and Na concentrated in the paragonite-bearing mylonites and Ca in the margarite-bearing ones.

References

- Grant, J.A. (1986) The isocon diagram – a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Ec. Geol.*, 81, p. 1976–1982.
- Gresens, R.L. (1967) Composition-volume relationship of metasomatism. *Chem. Geol.*, 2, p. 47–65.



STRUCTURA ROCILOR METAMORFICE DIN DEFILEUL OLTULUI, ÎNTRE SADU ȘI ROBEȘTI STRUCTURE OF THE METAMORPHIC ROCKS OF THE OLT DEFILE, BETWEEN SADU AND ROBEȘTI

I. DINICĂ

Contextul tectonic deosebit al defileului Oltului a suscitât, permanent, interesul geologilor, numeroase fiind modelele structurale elaborate în decursul timpului. Ultimele lucrări de tectonică regională sunt, însă, unanime în a considera că unitățile tectonice care afloră în defileul Oltului au caracteristicile unor pânze, generate în diferite momente ale tectogenezei alpine. Aceeași concepție este exprimată în cea mai nouă lucrare de cartare geologică, pentru zona văii Oltului, publicată de Hann (1995).

Datele de cartare geologică obținute de noi, în nordul munților Sebeș și Cibin și în defileul Oltului, permit negarea sau susținerea unor idei emise anterior.

Obiectivul cartării noastre a fost complexul amfibolitelor și a gnaiselor cuarțo-feldspatice (Savu, Schuster, 1975; Hărtopanu, 1988), din seria de Sebeș-Lotru; partea superioară a acestuia a fost descrisă de Săbău (1994) sub numele de complexul de Vaideeni al pânzei de Voineasa, acoperită de formațiunea de Negovanu din pânza de Semenici. Formațiunea de Negovanu este reprezentată doar local pe harta geologică obținută, dar nu afloră în zona defileului Oltului (pl.).

În complexul de Vaideeni, al cărui fond petrografic este dat de plagiogneis micacei cu intercalații de amfibolite, gnaise, micașturi, pegmatite și iviri sporadice de metaperidotite și eclogite, au fost individualizate cartografic trei repere litostratigrafice: plagiogneisul de Șugag, gnaisele de Mărtinia și granitoidul de Tilișca (Dinică, 1993, 1996). Acestea au o extindere regională, deși există zone de efilare a unuia sau a altuia.

Plagiogneisul de Șugag este o rocă granulară, formată predominant din plagioclaz, biotit și cuarț, cu o granulație variabilă, de la medie până la aspecte oclare sau, chiar, oculare. Feldspatul potasic este prezent doar ca dezamestec în plagioclaz. În anumite zone, feldspatul potasic poate participa, în cantitate mică, la alcătuirea rocii, dar nu constituie o caracteristică. Muscovitul și epidotul sunt mai frecvente spre limitele plagiogneisului cu rocile inconjurătoare.

În defileul Oltului, plagiogneisul de Șugag este reprezentat, doar sub forma unei lentile subțiri, în nordul zonei (pl.). El este, însă, bine dezvoltat în nordul munților Cibin, extinzându-se spre est până la Râul

The particular tectonic setting of the Olt Defile drew the attention of the geologists who elaborated many structural models in the course of time. The latest paper on regional tectonics point out that the tectonic units cropping out in the Olt Defile display characteristic features of nappes, generated during different moments of the Alpine tectogenesis. This hypothesis was mentioned by Hann (1995) in a paper on geological mapping in the Olt Valley zone.

The geological mapping data obtained by us in the north of the Sebeș and Cibin Mts and the Olt Defile make possible the denial or approval of the previous hypotheses.

The object of our mapping was the amphibolites and quartz feldspar gneisses complex (Savu, Schuster, 1975; Hărtopanu, 1988) of the Sebeș-Lotru Series; the upper part of this complex has been described by Săbău (1994) as Vaideeni complex of the Voineasa Nappe, overlain by the Negovanu formation of the Semenici Nappe. The Negovanu formation is represented locally on the geological map, but it does not crop out in the Olt Defile zone (Pl.).

Within the Vaideeni complex, whose petrographic background is represented by micaceous plagiogneisses with intercalations of amphibolites, gneisses, mica-schists, pegmatites and sporadic occurrences of metaperidotites and eclogites, three lithostratigraphic markers have been individualized: Șugag plagiogneiss, Mărtinia gneisses, and Tilișca granitoid (Dinică, 1993, 1996). They have a regional spreading although narrowing zones are also present.

The Șugag plagiogneiss is a granular rock, constituted mostly of plagioclase, biotite and quartz, with variable granulation from medium to ocellar or even augen. Potash feldspar is found only as exsolution in plagioclase. In certain zones, potash feldspar can participate, in small amounts, in the constitution of the rock structure, but it does not represent a characteristic. Muscovite and epidote are more frequently found towards the plagioclase limits with the surrounding rocks.

In the Olt Defile, Șugag plagiogneiss is represented only by a thin lens, in the north of the zone (Pl.).



Sadului și în versantul nordic al dealului Măgura.

Gnaisele de Mărtinia sunt gnaise cu microlin (omogene, rubanate, oculare sau liniare). Mica primară este, de asemenea, biotitul, dar muscovitul este omniprezent, în diferite proporții. În anumite zone sunt intercalații, neseeparabile cartografic, de plagiognaise micacee. Acest tip de gnaise apare în întreg complexul de Vaideeni, sub forma unor lentile cu grosime redusă, intercalate în plagiognaise micacee. Pe harta prezentată de noi ele aflorează, aproape continuu, în apropierea planului tectonic dintre unitatea de Lotru (= "pânza de Voineasa" - sensu Săbău, 1994) și unitatea de Uria. Spre sudul perimetrului tind să se efileze pe acest paln.

Granitoidul de Tilișca a fost conturat de noi în zona localității cu același nume, unde sunt vizibile și texturi masive, înglobând enclave de roci microblastice, cu textură orientată, parțial asimilate. Este un granitoid cu biotit, plagioclaz, cuarț și, pe alocuri, cu puțin microlin. Faciesurile masive trec la texturi blastomilonitice cu biotit, uneori cu granat, foarte caracteristice. Acest facies este omniprezent și poate fi însoțit de prezența enclavelor, orientate după foliația blastomilonitică. Foliația este, de obicei, plan-paralelă (tectonic S) dar, mai ales în zona defileului Oltului, se poate întâlni o foliație rotațională (tectonic R), care are ca rezultat apariția unei texturi liniare, atât în granitoidul propriu-zis cât și în enclave. În acest caz muscovitul și epidotul sunt mai bine reprezentate în compoziția rocii. Concordanța granitoidului în stiva de roci metamorfice, caracteristicile petrografice, între care și prezența reacției dintre biotit și plagioclaz, cu formarea granatului, sugerează o geneză asemănătoare cu a granitoidelor de Albești și de Lalu, din metamorfitele grupului Leaota.

Peste unitatea de Lotru se dispune unitatea de Uria, care face parte din domeniul getic, planul tectonic dintre ea și unitatea de Lotru fiind pre-alpină (Dinică, 1996). Remobilizarea alpină a acestui plan este doar parțială și fără amploarea corespunzătoare unei pânze. Hann (1995) distinge două subdiviziuni în unitatea de Uria: formațiunea (fm.) leptino-amfibolitică și în fm. gnaisică, ambele formate din roci, inițial, mezometamorfice, care au suferit un metamorfism dinamic în mai multe faze, în timpul tectogenezei alpine, astfel că ele afișează în prezent un retromorfism în faciesul șisturilor verzi. Spre deosebire de autorul menționat, noi menținem denumirea de fm. de Sibîșel doar pentru subdiviziunea inferioară, care este retromorfozată în faciesul șisturilor verzi, având o textură blastomilonitică foarte accentuată, plan-paralelă, mai ales spre planul tectonic de separație față de seria de Sebeș-Lotru. Subdiviziunea superioară o denumim fm. de Sadu, deoarece rocile caracteristice și preponderente care o alcătuiesc sunt micașturi faneroblastice cu

It is well developed in the north of the Cibin Mts, extending to the east up to Râul Sadului and in the northern slope of the Măgura Hill.

The Mărtinia gneisses are microcline gneisses (homogeneous, banded, augen or linear). The primary mica is the biotite; however, muscovite is omnipresent in different percentages. In some zones intercalations of micaceous plagiogneisses, unseparable in cartographic respect, are also observed. This type of gneisses is found in the whole Vaideeni complex as thin lenses intercalated in micaceous plagiogneisses. On our map they are cropping out almost continuously nearby the tectonic setting between the Lotru Unit (= "Voineasa Nappe" - sensu Săbău, 1994) and the Uria Unit. Towards the south of the area a narrowing tendency can be observed.

The Tilișca granitoid has been reported by us from the zone of the locality with the same name where massive textures, including enclaves of microblastic rocks, with oriented texture, partially assimilated, are visible. It is a granitoid bearing biotite, plagioclase, quartz and in places some microcline. The massive facies are passing to blastomylonitic textures with biotite, locally with garnet, quite characteristic. This facies is omnipresent and it can be associated with enclaves oriented after the blastomylonitic foliation. The foliation is usually plan-parallel (tectonite S) but, especially in the Olt defile zone, there is a rotational foliation (teconite R) which occurs as a result of the occurrence of a linear texture both in the granitoid proper and in enclaves. In this case muscovite and epidote are well represented in the rock structure. The granitoid concordance in the metamorphic rock pile, the petrographic features, among which the reaction between biotite and plagioclase, with the garnet formation, point to a genesis similar to that of the Albești and Lalu granitoids from the Leaota Group metamorphics.

The Lotru Unit is overlain by the Uria Unit, which belongs to the Getic realm, the tectonic plane between it and the Lotru Unit being a pre-Alpine one (Dinică, 1996). The Alpine remobilization of this plane is only partial and without the ampleness of a nappe. Hann (1995) distinguished two subdivisions within the Uria Unit: the leptino-amphibolitic formation (fm.) and the gneissic formation (fm.) both of them formed of initially mesometamorphic rocks that underwent a dynamic metamorphism during several phases of the Alpine tectogenesis and consequently they show at present a retromorphism in the greenschists facies. Unlike Hann, we maintain the denomination the Sibîșel fm. only for the lower a very marked blastomylonitic texture, plan-parallel, especially towards the tectonic plane that separates it from the Sebeș-Lotru Series. The upper subdivision is called by us Sadu fm.,



staurolit și granat. Acestea sunt roci mezometamorfice tipice, având doar un slab retromorfism, dobândit într-o deformare rotațională (tectonic R). Totodată, subliniem caracterul excepțional al apariției acestei fm. de Sadu în cadrul unității de Uria, doar în zona defileului Oltului, ea nefiind o caracteristică generală a acesteia. Dealtfel, doar în această zonă fm. de Sibigel conține cristaloclaste de staurolit, provenite din fm. de Sadu, prin antrenarea rocilor în metamorfismul dinamic.

În ceea ce privește domeniul supragetic, datele noastre indică o extindere mai mare spre nord a unității de Călinești, în raport cu hărțile publicate anterior. Ea aflurează începând de la paralela care trece de la Vf. lui Vlad către sud. Aproximativ la aceeași paralelă se efilează, pe planul faliei Oltului, unitatea de Tălmăcel, echivalentă a unității de Căineni (Hann, Szasz, 1984). Schimbarea denumirii este impusă de lipsa apariției la zi a acestei unități în zona localității Căineni, fapt demonstrat și de Gheuca (1988) pentru compartimentul estic al faliei Oltului.

Sistemul de falii orientate VNV-ESE este întrerupt de falia Oltului. Aceste falii sunt foarte frecvent întâlnite în Carpații Meridionali Centrali și Estici și au rolul de decroșare, în ansamblu dextră, a tuturor elementelor litostratigrafice și structurale ale metamorfitelor din zona menționată. Faliile sunt subverticale, în releu sau anastomozate, unele dintre ele având o continuitate de zeci de kilometri. Generarea lor o punem pe seama subtraversării alinamentului Carpatic de către falia transcrustală intramoesică. După Săndulescu (1980, 1984) ea a funcționat în timpul perioadei de distensiune, ca o falie transformantă activă, care se prelungea și în domeniul continental; în timpul tectogenezei dacice, împreună cu alte falii transcrustale, a contribuit la accentuarea curburii arcului carpatic, având o deplasare dextră. Ulterior, sensul deplasării compartimentelor s-a inversat, datorită subșarijelor miocene din compartimentul estic. Falia nu este, însă, figurată pe hărți, decât în vorlandul segmentului meridional al Carpaților. Într-o hartă tectonică generală a sistemului Alpino-Carpato-Pannonian, Linzer (1996) prelungește falia intramoesică până în zona vulcanismului neogen din munții Apuseni. După părerea noastră această falie este mult mai importantă, prelungindu-se dincolo de bazinul Vienei.

Falia Oltului este tardivă în raport cu faliile VNV-ESE, care sunt întrerupte în planul acesteia. După părerea noastră ea este o falie de compensare izostatică pentru masivul Făgăraș, ale cărui metamorfite sunt supracutate și aduse aproape pe verticală, în prima perioadă de compresiune - "perioada dacică" (Săndulescu, 1984). Dilatarea după axa λ_1 a elipsoidului de deformare, simultan cu reducerea după axa λ_2 , transversală, a determinat decolarea locală a

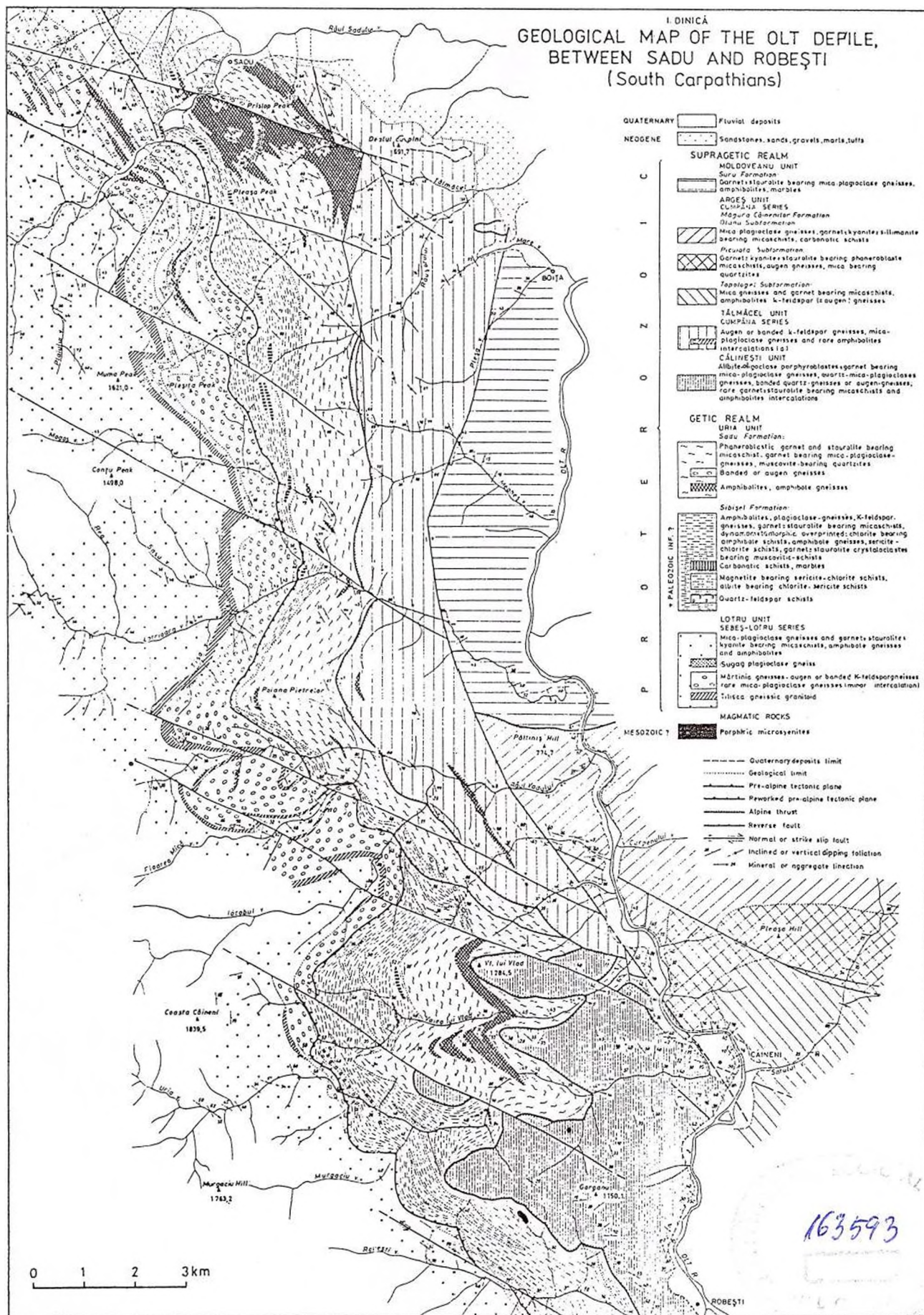
because it is characterized and represented mostly by phaneroblastic micaschists bearing staurolite and garnet. These are typical mesometamorphic rocks, with a weak retromorphism which occurred in a rotational deformation (tectonite R). It is to note the exceptional occurrence of the Sadu fm. within the Uria Unit only in the Olt Defile zone. As a matter of fact only in this zone the Sibigel fm. contains staurolite crystalloclasts originating in the Sadu fm., by the training of the rocks in the dynamic metamorphism.

As regards the Supragetic realm our data indicate an extension towards the north of the Călinești Unit, in comparison with maps published previously. This unit is cropping out from the parallel that passes from Vârful lui Stan southwards. About the same parallel is narrowing on the Olt fault plane, the Tălmăcel Unit, an equivalent to the Căineni Unit (Hann, Szasz, 1984). The change of the denomination is determined by the lack of occurrences of this unit in the zone of the locality of Căineni, as proved also by Gheuca (1988) for the eastern compartment of the Olt fault.

The WNW-ESE trending fault system is interrupted by the Olt fault. These faults are frequently found in the central and eastern South Carpathians and they play a slipping role, mostly a right slip, of all lithostratigraphic and structural elements of the metamorphics in the mentioned zone. The faults are subvertical or anastomosed, some of them extending on some tens of kilometers. Their generation is at the expense of the subcrossing of the Carpathian lineament by the intra-Moesian transcrustal fault. According to Săndulescu (1980, 1984) it functioned during the distension period as an active transform fault extending in the continental realm, too: during the Dacitic tectogenesis, beside other transcrustal faults, it contributed to the strengthening of the bending of the Carpathian Arc, having a dextral slipping. Later on, the direction of the compartment shifting was inverted due to the Miocene underthrusts in the eastern compartment. However, the fault is figured on the maps only in the foreland of the southern segment of the Carpathians. On a general tectonic map of the Alpine-Carpatho-Pannonian system, Linzer (1996) extended the intra-Moesian fault up to the Neogene volcanic zone of the Apuseni Mountains. In our opinion this fault is much more important extending beyond the Vienna Basin.

The Olt fault is a tardy fault in comparison with the WNW-ESE trending faults, which are interrupted in its plane. In our opinion this is an isostatic compensation fault for the Făgăraș massif, whose metamorphics are suprafolded and almost upright, in the first compression period - "Dacitic period" (Săndulescu, 1984). The expansion after the axis λ_1 of the deformation ellipsoid, concomitantly with the reduction after axis λ_2 , transversal, determined the local sliding of the

I. DINICĂ
GEOLOGICAL MAP OF THE OLT DEFILE,
BETWEEN SADU AND ROBEȘTI
(South Carpathians)



pânzelor de Călinești și de Tălmăcel. Strivirea formațiunilor metamorfice din Făgăraș, schimbarea direcției foliațiilor sau a elementelor structurale, în apropierea planului faliei Oltului, ca și deformarea acestui plan, dovedesc existența și a altor momente de împingere spre vest a blocului masivului Făgăraș, probabil legate de subșariajele vorlandului, atât în perioada dacică, cât și în timpul Terțiarului, când aceste subșariaje sunt mai accentuate în compartimentul estic al faliei intramoesice (Săndulescu, 1984).

Călinești and Tălmăcel nappes. The squeezing of the metamorphic formation in the Făgăraș, massif the change of the direction of the foliations or the structural elements, nearby the Olt fault plane, as well as the deformation of this plane prove the existence of other elements of westward driving of the Făgăraș massif block, probably related to the foreland underthrusts both during the Dacian time and during the Tertiary when these underthrusts were more strengthened in the eastern compartment of the intra-Moesian fault (Săndulescu, 1984).

References

- Dinică I. (1993) Semnificația liniilor tectonice de pe Valea Oltului în ansamblul structurii alpine a Carpaților Meridionali. Partea I-a. Zona Căpâlna - Rășinari (M-ții Cibin). Arh. I.G.R., București.
- (1996) Structural evolution of the metamorphics in the Cibin Mountains. *An. Inst. Geol. Rom.*, 69 partea I, p. 204 - 206, București.
- Gheuca I. (1988) Versantul sudic al Munților Făgăraș, litostratigrafie și tectonică. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5 (1985 - 1986), p. 93 - 117, București.
- Hann H.P. (1995) Central South Carpathians - Petrologic and Structural Investigations in the Area of the Olt Valley. *Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, 76, p. 13 - 19, București.
- , Szasz L. (1984) - Geological structure of the Olt - Valley between Căineni and Brezoi (South Carpathians). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, vol. LXVIII/5 (1981), 23-37, București.
- Hârtoșanu I., Stelea I., Rusu A., Stelea G., Mărunțenu M., Lupulescu A., Șerban A., Șerbănescu A. (1988) Raport. Elaborarea hărților naționale geologice, geofizice, hidrogeologice și metalogenetice. Harta geologică a României, sc. 1: 50.000 foaia Cugir (machetă). Arh. Inst. Geol. Geofiz., București.
- Linzer H.G. (1996) Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania. *Geology*, 24 no. 2; p. 167 - 170, USA.
- Savu H., Schuster A.C. (1975) Harta geologică a RSR, sc. 1: 50.000, foaia Voineasa, Ed. IGG, București.
- Săbău G. (1994) Lithostratigraphic and Metamorphic Correlations: a Tentative Way of Exploring the Early History of the Getic Crystalline. *Rom. J. Petrology*, 76, p. 119 - 128, București.
- Săndulescu M. (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées au tour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVI, p. 5 - 55, București.
- (1984) Geotectonica României. Ed. teh., p. 336, București.



STUDIU PETROGRAFIC AL SKARNELOR DE REACŢIE DIN METAMORFITELE MUNŢILOR PRELUCA PETROGENETIC STUDY OF THE REACTION SKARNS IN THE PRELUCA MTS METAMORPHICS

Ion HÂRTOPANU, Paulina HÂRTOPANU

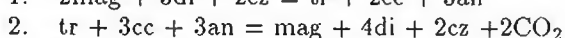
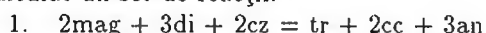
Skarnele de reacţie ocupă o poziţie insulară în partea de SE a Munţilor Preluca pe o arie largă de roci carbonatice. Paragenzele de skarn sunt cele obişnuite: dolomit, calcit, tremolit, diopsid, flogopit. La acestea se adaugă cele formate prin procese retromorfe.

Relaţiile interminerale se supun aceluiaşi reguli ca şi în celelalte masive din Carpaţi, amfibolii şi piroxenii fiind substituiţi de carbonaţi. În majoritatea situaţiilor, calcitul pare a fi mai nou decât dolomitul dar s-a întâlnit şi situaţia în care un calcit foarte vechi este înlocuit cu un amfibol vechi, la rândul său substituit de un tremolit nou.

Aşadar, mineralele de skarn reprezintă o secvenţă nouă, penultima din evoluţia rocilor carbonatice spre o calcitizare finală.

Analizele globale cantitative s-au realizat cu ajutorul reactivului red-alizarina sensibil la conţinutul în calciu al carbonaţilor.

Analizele chimice monominerale s-au realizat cu microsonda electronică totalizând 4 carbonaţi, 7 piroxeni, 8 amfiboli, 1 feldspat plagioclaz. Pe baza acestora s-a calculat un set de reacţii:



justificând apariţia carbonaţilor, piroxenilor şi amfibolilor.

S-au calculat medii de $\text{CO}_2 = 0,25$ şi $\text{H}_2\text{O} = 0,75$ valori P şi T:

T°C	700	750	800
P _{kbar}	6,00	9,20	12,50

Pentru controlul determinărilor efectuate pe carbonaţi şi calcsilicaţi au fost examinate roci metapelitice cum ar fi micaşisturile cu disten şi granat. Au fost analizate unele minerale cum ar fi: granaţi, biotite, feldspaţi plagioclazi, clorite. Pentru aceste minerale au fost propuse unele reacţii minerale având ca şi în cazul carbonaţilor o justificare prin relaţiile texturale.

a. Reacţia granat-biotit pe baza a 13 analize chimice monominerale

b. Reacţia granat-plagioclaz- Al_2SiO_5 -Qtz pe baza a 10 analize.

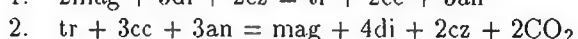
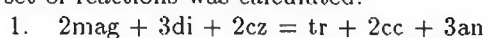
The reaction skarns occupy an island position in the south-eastern part of the Preluca Mts over a large area of the carbonate rocks.

The skarn parageneses are the usual ones: dolomite, calcite, tremolite, diopside, phlogopite. Accidental minerals or formed by retromorphoses add to the first ones.

Intermineral relations like in the South Carpathians are submitted to the same rules: the amphiboles and the pyroxenes are substituted by carbonates. The calcite seems to be newer than dolomite but the situation of a very old calcite, which is replaced by an old amphibole, the last one being substituted by a new tremolite, has been met. Therefore, the skarn minerals represent a new sequence, last but not one, from the carbonate rocks evolution to the final calcitisation.

The global qualitative rock analyses were effectuated with the help of a red alizarine reagent, sensitive to Ca content of the carbonates.

Monomineral analyses was carried out by the microprobe analyser totalising 4 carbonates, 7 pyroxenes, 8 amphiboles, 1 plagioclase feldspar; on the basis of these a set of reactions was calculated:



justifying the appearance of carbonate, pyroxenes and amphiboles.

For medium pressures of $\text{CO}_2=0.25$ and $\text{H}_2\text{O}=0.75$, the PT values were calculated:

T°C	700	750	800
P _{kbar}	6.00	9.20	12.50

For the control of the determination made on both carbonates and calcsilicates metapelite rocks, such as a kyanite and garnet bearing micaschist, were examined.

Some minerale, like garnets, biotites, plagioclase feldspars, chlorites were analysed. For these minerals has been proposed some mineral reactions having-like in the carbonates case, a justification by reactions having, like in the carbonates case, a justification by textural relations:

a. The reaction garnet-biotite on the basis of 13 monomineral chemical analyses.



c. Reacția granat-plagioclaz-muscovit-biotit pe baza a 24 analize chimice monominerale.

Au fost analizate două zone de pe suprafața șlefuită a mineralelor, sămburele și bordura, rezultând 6 curbe calculate, ca în figura 1. Aceste curbe au în spațiul PT o poziție de geobarometru respectiv de geotermometru. Intersecția lor conturează o mică arie ce poate fi considerată ca o suprafață de maximă probabilitate a condițiilor PT din traiectoria metamorfismului.

b. The reaction garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -Qtz on the basis of 10 monomineral chemical analyses.

c. The reaction garnet-plagioclase-muscovite-biotite on the basis of 24 monomineral chemical analyses.

Two zones of the minerals were analysed: the core and the rim, resulting six calculated curves as show in the Figure 1. These curves have, in PT space, both geobarometer or geothermometer position. Their intersection draws a small area which can be considered as a maximum probability area of the PT conditions

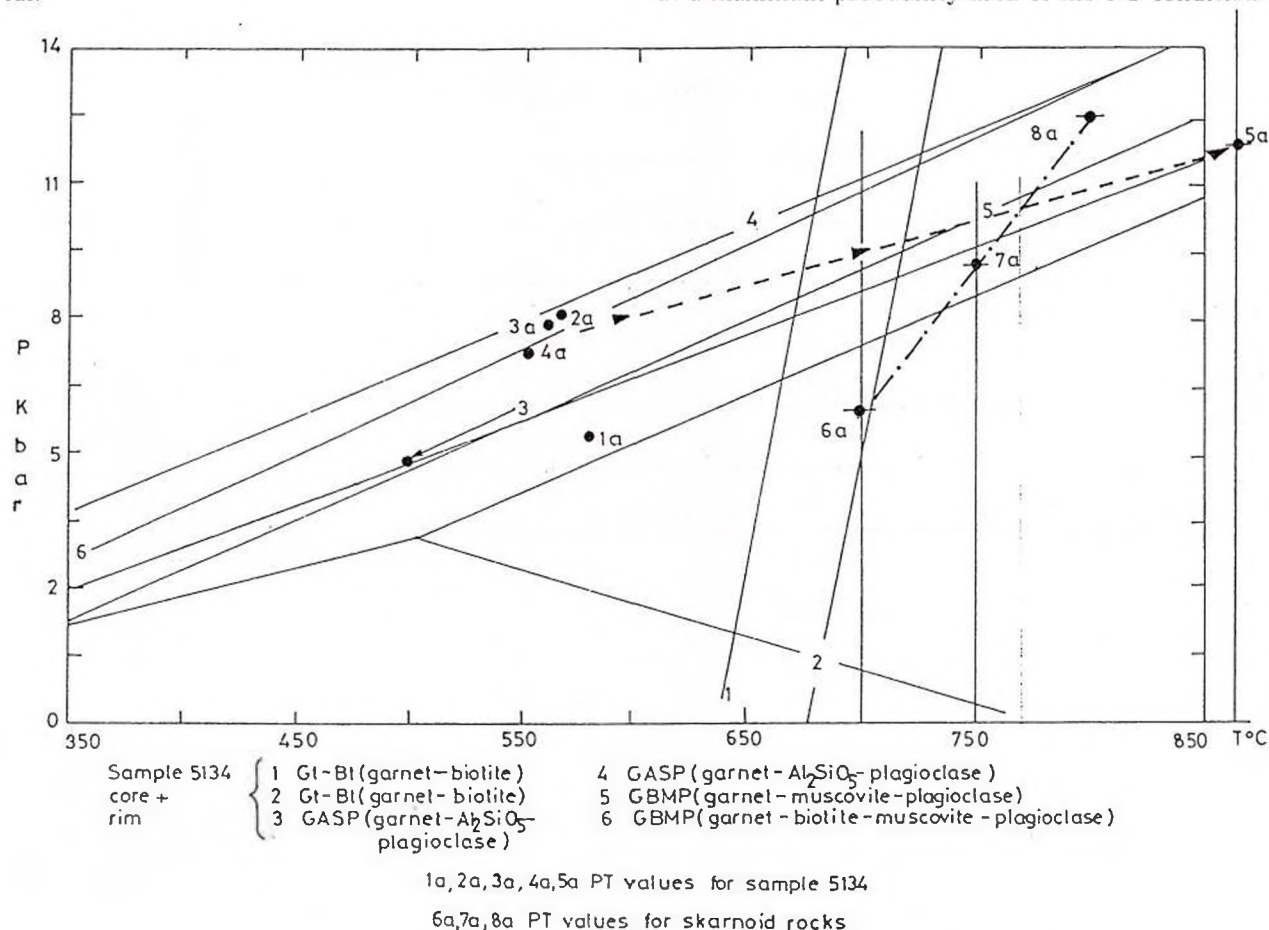


Fig. 1 - The thermobarometric values in the Preluca Mts Metamorphics.

Prelucrarea datelor obținute prin analiză cu microscopul electronic, la începutul și la sfârșitul blastezei granatului a determinat stabilirea a încă 2 suprafețe diferite și spațiul PT. Cea mai veche indică o zonă situată la 7,5 kbari și 565°C, iar cea nouă (de fapt punctiformă) la 12 kbari și 850°C. Aceste 2 poziții indică un metamorfism prograd dezvoltat pe parcursul blastezei granatului între momentul formării primilor centruri de cristalizare și sfârșitul blastezei. Este ușor de observat colinearitatea celor trei zone mai sus prezentate.

Valorile PT care au fost obținute din datele de analiză ale mineralelor de skarn ne arată 3 puncte colinare de realizare a paragenazelor calcsilicate la echilibru.

of the metamorphism trajectory.

The processing of the data obtained by SEM analyses (electronic microscope) at the end of the garnet blastesis determined two different areas in the PT space. The oldest points out an area situated at 7.5 kbars and 565°C and the new one, in fact punctiform at 12 kbars and 850°C. These two positions points out a prograde metamorphism developed along the garnet blastesis between the formation moment of the first centres of the crystallisation and the end of the blastesis.

It is easy to observe the colinearity of the three zones presented above. The PT values obtained from analyses data of skarnoid minerals show three colinear points

Intersecția liniei calcsilicatice cu linia metapelitică determină un punct comun de coexistență al celor 2 parageneze la $\sim 770^{\circ}$ și $\sim 10,3$ kbars. Poziția în timp pentru realizarea paragenzei calcsilicatice este situată mai curând spre finalul evoluției granatului din paragenza metapelitică (fig. 2).

for realising the equilibrium calcsilicate parageneses. The intersection of the calcsilicate straight line with the metapelitem right line determine a common point of coexistence of the two parageneses at 770°C and 10.3 kbars. The time position to realise calcsilicate paragenese is situated rather to the end of the evolution of the garnet in the metapelite paragenese (Fig. 2).

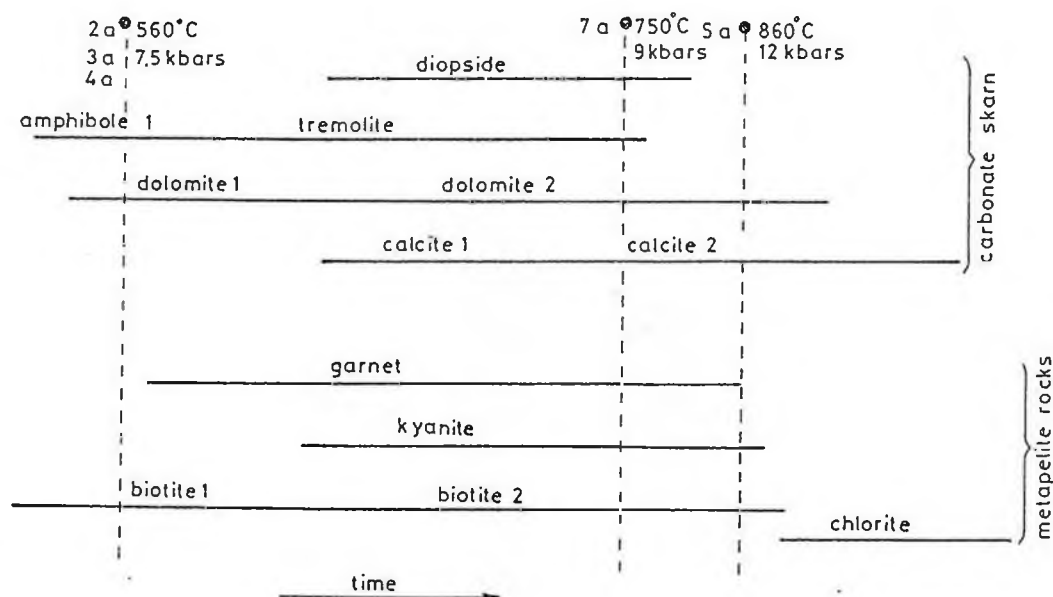


Fig. 2 - Mineral blastesis of the Preluca Mts Metamorphics.

**DATE PRELIMINARE PRIVIND CONDIȚIILE METAMORFISMULUI
SULFURILOR CANTONATE ÎN SERIA DE TULGHEȘ
(CARPAȚII ORIENTALI)
PRELIMINARY DATA ON THE P-T CONDITIONS OF THE
METAMORPHISM OF THE TULGHEȘ SERIES SULFIDES
(EAST CARPATHIANS)**

E. ROȘU, AL. VODĂ, C. COSTEA

În cadrul Seriei de Tulgheș alcătuită din secvențe de roci pelitice – psamitice metamorfozate cu intercalații la mai multe nivele de metavulcanite acide și bazine sunt cantonate importante zăcăminte stratiforme singenetice de sulfuri, acestea suferind procese metamorfice similare celor care au afectat rocile gazdă. Mineralizațiile sunt alcătuite din pirită, sfalerit, calcopirită, galena, arsenopirită, pirotina și alte minerale metalice.

Datele prezentate, constituie primele informații privind investigarea condițiilor P – T atinse de procesele metamorfice care au afectat rocile cu sulfuri din zona Leșu Ursului.

Principiul metodei se bazează pe studiul asociațiilor de minerale pirită-pirotină-sfalerit și pirită-pirotină-arsenopirită, care așa cum au arătat pe cale experimentală Scott și Barnes (1970) și Kretschmar și Scott (1976) pot fi utilizate pentru obținerea de informații privind geobarometria și geotermometria sulfurilor pe baza variației compoziționale a sfaleritului și arsenopiritei. Datele au fost completate cu informații importante privind atât relațiile existente între mineralele respective cât și conținuturile în elemente minore (Hutchinson și Scott, 1980, 1981; Sundblad et al., 1984; Sharp et al., 1985; Toulmin P. III et al., 1991)

Pentru realizarea scopului propus, secțiuni lustruite din minereu au fost investigate optic cu ajutorul microscopului în lumina reflectată, un control suplimentar fiind efectuat și în timpul efectuării analizelor prin microscopie electronică. Compoziția sfaleritului și arsenopiritei a fost determinată cu microsonda electronică Philips 515, echipată cu sistem de analiză dispersivă în energie (EDAX) și cu program de analiză calitativă, cantitativă și corecție ZAF. Tensiunea de lucru a fost de 30 kv, intensitatea curentului de 100 μ A, timpul de acumulare de 50 secunde și diametrul spotului de 50 nanometrii.

Pentru estimarea presiunilor au fost analizate incluziuni de sfalerit încapsulate în granoblaste de pirită, iar prezența incluziunilor de pirotină (uneori în același granol de pirită) arată că a_{FeS} a fost tamponată de

The Tulgheș Series, constituted of metamorphosed pelitic-psamitic rock sequences with acid and basic metavolcanic intercalations at several levels, hosts major sulfide syngenetic stratiform deposits which underwent metamorphic processes similar to those that affected the host rocks. The mineralizations consist of pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galena, mispickel and other metallic minerals.

The data presented represent the first information on the investigation of P-T conditions reached by metamorphic processes that affected the sulfide rocks in the Leșu Ursului zone.

The method is based on the study of the pyrite-pyrrhotite-sphalerite and pyrite-pyrrhotite-arsenopyrite mineral associations that, as already proved by Scott and Barnes (1970) and Kretschmar and Scott (1976), can be used for obtaining data on the sulfide geobarometry and geothermometry based on the composition variation of sphalerite and arsenopyrite. Data on the relationships between the respective minerals and the minor elements contents (Hutchinson and Scott, 1980, 1981; Sundblad et al., 1984; Sharp et al., 1985; Toulmin P. III et al., 1991) have been added.

With this aim in view, polished sections of the ore have been studied under the microscope in reflected light, a further control being made during the electron microscope analyses. The composition of the sphalerite and mispickel has been determined by means of the electron microprobe Philips 515, with a system of energy dispersion analysis (EDAX) and a programme of qualitative, quantitative and ZAF correction analysis. The work pressure was 30 kv, power intensity 100 μ A, accumulation time 50 seconds, and spot diameter 50 nanometers.

For the pressure estimation sphalerite inclusions encapsulated in pyrite granoblasts have been analysed; the presence of pyrrhotite inclusions (in places in the same pyrite grain) shows that a_{FeS} has been buffered by the pyrite-pyrrhotite solvus curve, the respective granoblasts being thus formed under metamorphic equilibrium conditions.



curba solvus pirită-pirotină, granoblastele respective formându-se astfel în condiții de echilibru metamorfic.

Sfaleritele analizate nu prezintă conținuturi în alte elemente, cu o singură excepție ($Mn=2,48\%$), însă prezența MnS în sfalerit nu afectează volumul parțial molar al FeS din sfalerit și respectiv utilizarea sfaleritului cu geobarometru (Toulmin III et al., 1991).

Valorile conținuturilor de moli (%) FeS din sfaleritele încapsulate în porfiroblaste de pirită arată o distribuție cu tendința bimodală în cadrul histogramei de repartiție a acestora (Fig. 1), prezentând un maxim aproape nesemnificativ în jurul valorii de 16 moli (%) FeS și altul semnificativ în jurul valorii de 15 moli (%) FeS . Această distribuție bimodală, într-o interpretare a datelor respective sugerează existența unor presiuni în condiții de echilibru metamorfic atinse la cca 3,6 Kb (conservate în mică măsură), urmate de presiuni ceva mai ridicate, care au generat maximum de 4,4 Kb (P_{Kb} a fost calculată conform ecuației $P=42,30-32,10 \log \text{mole } \% FeS \pm 0,3 Kb$ după Hutchison și Scott, 1991).

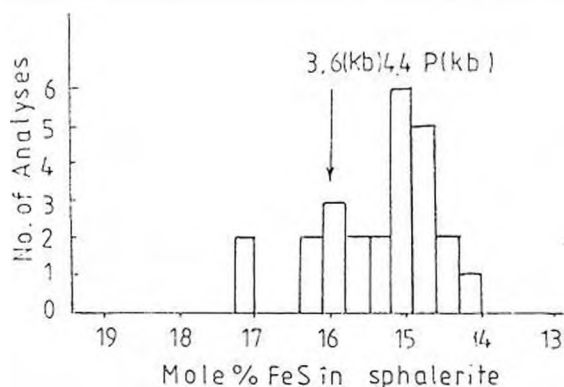


Fig. 1. — FeS content (mole %) in sphalerite encapsulated in pyrites from the Leșu Ursului zone.

Datele privind temperaturile atinse în timpul metamorfismului au fost obținute utilizând arsenopirita ca geotermometru. Au fost analizate granule de arsenopirită în general din același probe cu asociația sfalerit – pirită – pirotină, discutată anterior. Deși nu am găsit informații în acest sens în literatura de specialitate, noi am acordat ca și în cazul sfaleritului, o atenție deosebită privind relațiile arsenopiritei cu granulele vecine. Datele analitice arată o grupare a valorilor conținuturilor X_{As} pentru arsenopiritele încapsulate în porfiroblastele de pirită (30,4 – 30,7 la % As) sau care formează granule și acumulări granulare într-o masă compactă de pirită (31,77 – 32,48 la % As) și valori scăzute pentru un granul de arsenopirită înconjurat de minerale de gangă (clorit, carbonați cuarț – 29,7 la % As). Ultimile valori, în acest stadiu preliminar de interpretare a datelor nu au fost luate în considerație, deoarece ele nu par a reprezenta valori reale. Granulele respective prin poziția pe care o ocupă, s-au aflat

The studied sphalerites do not include other elements with one exception ($Mn=2.48\%$), but the presence of MnS in sphalerite does not affected the partial molar volume of FeS in sphalerite and the use of sphalerite as geobarometer, respectively (Toulmin III et al., 1991).

The values of the mole (%) FeS contents in the sphalerites encapsulated in pyrite porphyroblasts indicate a bimodal distribution on their spreading diagram (Fig. 1), showing an almost insignificant maximum of 16 mole (%) FeS and another significant one of 15 mole(%) FeS . A preliminary interpretation of the data shows that this bimodal distribution suggests the existence of pressures under conditions of metamorphic equilibrium reached at about 3.6 Kb (poorly preserved), followed by slightly higher pressures that generated a maximum of 4.4 Kb (P_{Kb} calculated based on the equation $P=42.30-32.10 \log \text{mole } \% FeS \pm Kb$ after Hutchison and Scott, 1991).

The data on temperature reached during the metamorphism have been obtained using mispickel as geothermometer. Mispickel generally from the same samples with sphalerite-pyrite-pyrrhotite association, previously discussed, have been analysed. Although no such information has been found in the literature, special attention has been paid by us, as in case of sphalerite, to the mispickel relationships with the neighbouring grains. The analytical data show a grouping of the values of the X_{As} contents for mispickel encapsulated in pyrite porphyroblasts (30.4 – 30.7 at % As) or which form grains and granular accumulations in a compact pyrite mass (31.77 – 32.48 at % As) and low values for an mispickel grain surrounded by gangue minerals (chlorite, carbonates, quartz – 29.7 at % As). In the preliminary study of data interpretation the last values have not been taken into account because they are not likely to represent real values. By their position the respective grains were in an "open" system as compared to the gangue minerals unlike the other mentioned cases in which mispickels were in a "closed" system, motionless from the chemical point of view, ensured by compact pyrite.

The preliminary data on the estimation of the arsenopyrite formation temperatures show on the T-X (at % As) diagram (Kretschmar & Scott, 1976) two trends of grouping of the temperature values corresponding to average values of 340° for arsenopyrites encapsulated in pyrite and 430° C for arsenopyrites found in compact pyrite (Fig. 2).

The linear arrangement of the composition atoms % As in arsenopyrites analysed in the mentioned diagram along the equilibrium limit of the arsenopyrite-pyrite-pyrrhotite association is in favour of the existence of metamorphic equilibrium conditions during the arsenopyrite formation.

intr-un sistem "deschis" în raport cu mineralele de gangă spre deosebire de celelalte situații menționate, în care arsenopiritele s-au aflat într-un sistem "închis", inert din punct de vedere chimic, asigurat de pirita compactă.

Datele preliminare privind estimarea temperaturilor de formare ale arsenopiritelor, arată pe diagrama $T - X_{(at\%As)}$ (Kretschmar și Scott, 1976) de asemenea două tendințe de grupare a valorilor de temperaturi corespunzătoare unor valori medii de 340° pentru arsenopiritele încapsulate în pirită și 430° C pentru arsenopiritele situate în pirita compactă (Fig. 2).

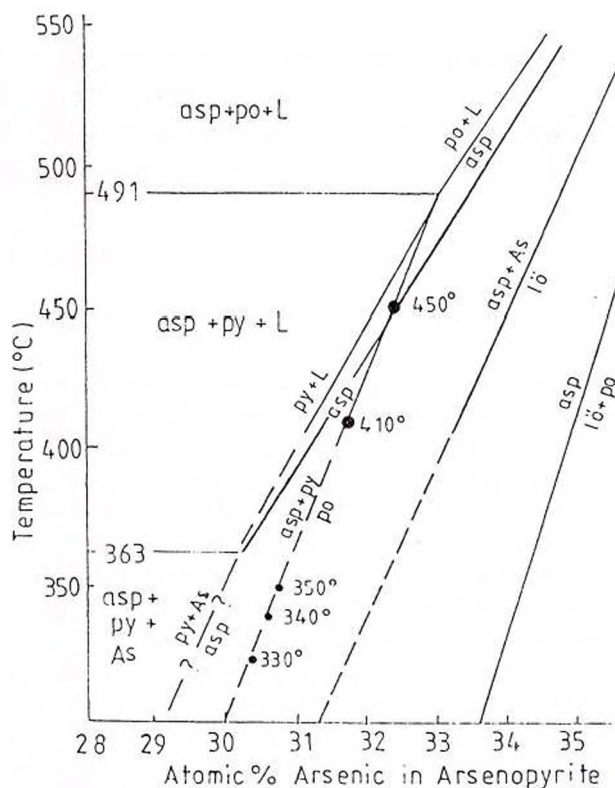
Dispunerea liniară a valorilor compoziționale în atomi % As din arsenopiritele analizate pe diagrama menționată de-a lungul graniței de echilibru al asociației arsenopirită-pirită-pirotină pledează pentru existența unor condiții de echilibru metamorfic în timpul formării arsenopiritei.

Din interpretarea datelor utilizând sfaleritul ca geobarometru și arsenopirita ca geotermometru, rezultă două tendințe de grupare a valorilor $P - T$ (3,6 Kb - 4,4 Kb și respectiv $340 - 430^{\circ}\text{C}$) în condițiile existenței echilibrului metamorfic în timpul formării asociațiilor de minerale investigate. Aceste date, susțin într-o etapă preliminară de interpretare a rezultatelor, că domeniile respective reprezintă efectul unui singur eveniment principal prograd, realizat în mai multe "trepte".

Valorile $P - T$ respective sunt în acord cu domeniul metamorfic corespunzător șisturilor verzi și către partea superioară a acestuia, acceptat pentru rocile metamorfice înconjurătoare, iar din punct de vedere al tipului baric de metamorfism regional, valorile se încadrează în domeniul de presiune medie.

Selected references

- Hutchison, M.N., Scott, S.D. (1980) Sphalerite geobarometry applied to metamorphosed sulfide ores of the Swedish Caledonides and U.S. Appalachians. *Norges Geol. Undersokelse*, no. 360, p. 59-71.
- Kretschmar, U., Scott, S.D. (1976) Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Can. Mineral.*, 14, p. 364-386.
- Sundblad, K., Zachrisson, E., Smeds, S.A., Berglund, S., Alinder, C. (1984) Sphalerite geobarometry and arsenopyrite geothermometry applied to metamorphosed sulfide ores in the Swedish Caledonides. *Econ. Geol.*, 79, 7, p. 1660-1668.
- Toulmin, P. III, Barton, P.B., Jr., Wiggins, L.B. (1991) Cometary on the sphalerite geobarometer. *American Mineralogist*, 76, 5-6, p. 1038-1051.



- Arsenopyrite encapsulated in pyrite
- Arsenopyrite intergranular with pyrite

Fig. 2 X diagram with arsenopyrite buffered curves (after Kretschmar and Scott, 1976)

The data interpretation using sphalerite as geobarometer and arsenopyrite as geothermometer points out two grouping trends of the $P - T$ values (3.6 Kb - 4.4 Kb and $340 - 430^{\circ}\text{C}$, respectively) under conditions of metamorphic equilibrium during the formation of the studied mineral associations. These data highlight that during a preliminary stage of data interpretation of the results the respective results represent the effect of one major prograde event achieved during several "stages".

The $P - T$ values are in agreement with metamorphic field corresponding to the greenschists also to its upper part, accepted for the surrounding metamorphic rocks, and from the point of view of the regional baric metamorphism type the values are assigned to the average pressure realm.



ISTORIA DEFORMAȚIONALĂ PREALPINĂ A METAMORFITELOR CARPATICE. MUNȚII BIHOR HISTOIRE DE LA DÉFORMATION PRÉALPINE DES MÉTAMORPHITES CARPATIQUES. LES MONTS BIHOR

Mihaela DIMITRESCU

În literatura mondială modernă un loc aparte îl ocupă studiul metaconglomeratelor având în vedere răspândirea lor foarte mare față de alți indicatori ai deformării și faptul că galeții acestora pot constitui repere a căror formă anterioară deformării poate fi evaluată cu destul de mare precizie contribuind astfel la determinarea strainului finit la scară regională.

Încă din anul 1993 am întreprins și noi acest tip de studiu alegându-ne ca obiect conglomeratele metamorfizate de vârstă carboniferă și permiană din Munții Apuseni de Nord, continuând recoltarea datelor în anii 1994, 1995 și 1996. Astfel, am reușit să acoperim cu măsurători aproape întreaga suprafață a Munților Bihor, la care am adăugat unele măsurători informative pentru comparație, în sudul Munților Moma (sectorul Zimbru) și în nord-vestul Munților Highiş (sectorul Şiria).

Cercetările întreprinse de noi sunt primele de acest tip efectuate până la această dată în țara noastră și sperăm să le putem încadra în studii structurale moderne depășind cadrul limitat în care le prezentăm acum.

Suprafața de teren cercetată este acoperită neuniform cu 34 de puncte de observații (care însumează cca. 1750 măsurători de raporturi axiale) repartizate astfel: 26 Formațiunea conglomeratelor laminate și în echivalentele ei de vârstă Carbonifer superior-Permian inferior și 8 în Seria Sîsturilor Verzi de Arieșeni de vârstă carbonifer inferior.

Elementele structurale studiate în formațiunile conglomeratice ale Munților Apuseni de Nord sunt şistozitatea și lineatiile de întindere și intersecție (axele $\delta S_1/S_0$). Prima categorie de lineatii prezintă o importanță deosebită, având în vedere că ele marchează direcția de transport tectonic principal fiind echivalente cu axa principală X a elipsoidului de deformare (axa extensiei maxime).

Una din cele mai folosite metode de analiză a deformării pentru măsurarea strainului finit bi-dimensional al obiectelor eliptice, cunoscută ca metoda R_f/ϕ , a fost elaborată de Ramsay (1967), Dunet (1969), Dunet și Siddans (1971), Lisle (1977 a) ș.a. și, deoarece se pretează cel mai bine studiului

Dans la littérature moderne mondiale, l'étude des métaconglomérates occupe une place à part, étant donnée leur apparition beaucoup plus fréquente par rapport à d'autres indicateurs de la déformation, ainsi que le fait que les galets puissent constituer des repères dont la forme antérieure à la déformation peut être évaluée avec une précision suffisante, en contribuant à la détermination du strain (contrainte) fini à l'échelle régionale.

À partir de 1993 nous avons entrepris ce genre d'étude, en choisissant comme objet les conglomérats métamorphisés d'âge Carbonifère et Permien des Monts Apuseni du Nord, en continuant aussi dans les années 1994, 1995 et 1996. Nous avons ainsi réussi à couvrir presque l'entière aire des Monts Bihor, en ajoutant quelques données informatives, pour comparaison, dans le sud des Monts Moma (à Zimbru) et dans le nord-ouest des Monts Highiş (à Şiria).

Les études entreprises par nous sont les premières de ce type effectuées jusqu'à ce jour dans notre pays et nous espérons pouvoir les insérer dans une recherche structurale moderne qui dépasserait le cadre limité dans lequel nous les présentons ici.

L'aire qui a fait l'objet à notre étude est couverte de manière non-uniforme par 34 points d'observations (totalisant cca. 1750 mesures de rapports axiaux) répartis comme suit: 26 dans la Formation des Conglomérats laminés et ses équivalents d'âge Carbonifère supérieur - Permian inférieur (Série de Păiușeni, etc.) et 8 dans la Série des Schistes verts d'Arieșeni d'âge carbonifère inférieur.

Les éléments structuraux étudiés dans ces formations métaconglomératiques sont la schistosité et les linéations d'étirement et d'intersection (axes $\delta S_1/S_0$). La première catégorie de linéations présente une importance spéciale, étant donné qu'elles marquent la direction de transport tectonique principal, et sont équivalentes à l'axe principal X de l'ellipsoïde de déformation (axe d'extension maxima).

L'une des méthodes d'analyse de la déformation les plus souvent utilisées pour la mesure du strain fini bi-dimensionnel des objets elliptiques, connue sous la désignation de méthode R_f/ϕ a été élaborée par



galeților deformați am utilizat-o și noi într-o formă modificată.

Metoda clasică R_f/ϕ întrebuițează măsurători ale formei finale (raportul axelor lungă și scurtă deformată, R_f) și ale orientării galeților (unghiul ϕ făcut de axa lungă a reperului cu linia de referință aleasă) pentru determinarea formei inițiale (raportul axial inițial R_i) și a raportului elipsei strainului (R_s). Întrucât fluctuația în regiunea cercetată de noi are valori extrem de mici, practic imposibil de măsurat, tehnica clasică R_f/ϕ nu este aplicabilă, fiind substituită prin metoda mediei armonice (pentru $R_f > 2,5$) și a variației domeniului raporturilor axiale finale care au la bază următoarele supoziții: 1. galeții cu forme inițiale sferice sau elipsoidale nu au suferit modificări de volum în timpul deformării și 2. galeții în stadiul inițial (pre-deformare) au avut o dispunere aleatoare.

În acord cu valorile calculate pentru parametrul k am distins trei tipuri ale formei elipsoidului de strain corespunzătoare evoluției tectonice. Astfel, strainul înregistrat de galeți este predominant plan dar există și areale în care deformarea a avut un caracter de extensie sau de aplatizare.

În general variația formei inițiale (R_i) și a raportului elipsei strainului (R_s) galeților indică manifestarea unui strain de mică intensitate.

Magnitudinea strainului (E_s sau D) este mai mare în apropierea liniilor de șariaj și descrește odată cu creșterea distanței față de acestea.

Traseele strainului sunt lineare și dictate de condiția ca axa intermediară a galeților să aibă o lungime invariabilă. Întrucât niciodată nu am întâlnit galeți spărți, presupunem existența unui strain cu o componentă pură, care este strainul plan în jurul axei intermediare.

Comparând parametrii calculați pentru galeții conglomeratelor din Seria Șisturilor Verzi de Arieșeni de vârstă carbonifer inferior cu cei corespunzători Formațiunii conglomeratelor laminate de vârstă Carbonifer superior-Permian inferior, apreciem că în general, deformarea a fost mai puternică în conglomeratele carbonifer inferioare. Analiza relațiilor dintre pozițiile inițiale și finale ale galeților proiectați pe diagrama triunghiulară a formei, indică existența în Pânza de Arieșeni a două faze de deformare: prima a afectat doar șisturile verzi, iar a doua a fost înregistrată deopotrivă de șisturile verzi și de conglomeratele laminate. Strainul înmagazinat în galeți poate fi pus în legătură cu formarea și/sau mișcarea pânzelor de șariaj și ar fi deci de vârstă alpină.

Considerând axa lungă X a galeților ca direcție de transport tectonic, avansarea pânzelor a avut loc pe direcția SE-NW.

Ramsay (1967), Dunnet (1969), Dunnet et Siddans (1971), Lisle (1977 a) etc., et, qu'elle se prête mieux à l'étude des galets déformés, nous l'avons utilisée nous même dans une forme modifiée.

La méthode classique R_f/ϕ utilise des mesurages de la forme finale (rapports des axes long et court déformés, R_f) et de l'orientation des galets (angle ϕ entre l'axe long du repère et la ligne de référence choisie) pour la détermination de la forme initiale (rapport axial initial, R_i) et du rapport de l'ellipse du strain (R_s). Parce que dans notre région la fluctuation a des valeurs extrêmement petites, pratiquement impossibles à mesurer, la technique classique R_f/ϕ n'est pas applicable, étant substituée par la méthode de la moyenne harmonique (pour $R_f > 2,5$) et de la variation du domaine des rapports axiaux finaux, qui se base sur les suppositions suivantes: 1. les galets ayant des formes initiales sphériques ou ellipsoïdales n'ont pas souffert de modifications de volume au cours de la déformation et 2. les galets ont eu au stade initial (pré-déformation) une distribution aléatoire.

En accord avec les valeurs calculées pour le paramètre k , nous avons distingué trois types de la forme de l'ellipsoïde du strain correspondant à l'évolution tectonique. Le strain enregistré par les galets est plan de manière prédominante, mais il existe aussi des aires dans lesquels il a eu un caractère d'extension ou d'aplatissement.

En général, la variation de la forme initiale (R_i) et du rapport de l'ellipse du strain (R_s) des galets indiquent la manifestation d'un strain de faible intensité.

La magnitude du strain (E_s ou D) est plus grande à la proximité des surfaces de charriage et décroît avec l'éloignement de celles-ci.

Les tracés du strain (de la contrainte) sont linéaires et dictés par la condition que les axes moyens des galets aient une longueur invariable. N'ayant jamais rencontré des galets cassés ou fissurés, nous supposons l'existence d'un strain à composante pure, qui est le strain plan autour de l'axe intermédiaire.

En comparant les paramètres calculés pour les galets du Carbonifère inférieur avec ceux du Carbonifère supérieur - Permian inférieur, nous apprécions qu'en général la déformation a été plus intense dans les premiers. L'analyse des relations entre les positions initiales et finales des galets projetés dans le diagramme triangulaire de la forme, indique l'existence dans la Nappe d'Arieșeni de deux phases de déformation: la première n'a affecté que les schistes verts tandis que la seconde a été enregistrée également par les schistes verts et par les conglomerats laminés. Le strain enregistré par les galets peut être mis en liaison avec la formation et le mouvement des nappes de charriage et serait donc l'âge alpin.



En considérant l'axe long X des galets comme direction de transport tectonique, on peut affirmer que l'avancement des nappes s'est fait sur la direction SE-NO.

Bibliographie

- Bleahu, M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. Asoc. Geol. Carp.-Balk., Congr. V, vol.III/1, p. 75-79, București.
- Burns, K.L., Spry, A.H. (1969) Analysis of the shape of deformed pebbles. *Tectonophysics*, 7(3), p. 177-169, Amsterdam.
- Dimitrescu, R., Bordea, S., Puricel, R. (1985) Notă asupra structurii paleozoicului din regiunea Arieșeni. *D.S. Inst. Geol.*, 51/1 (1963-1964), p. 351-364, București.
- Dunnet, D. (1969) A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7/2, p. 117-136, Amsterdam.
- , Siddans, A.W.B. (1971) Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. *Tectonophysics* 12/4, p. 307-325, Amsterdam.
- Lisle, R.J. (1977 a) Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from the Aberystwyth Grits, Wales. *Tectonophysics*, 39, p. 381-395, Amsterdam.
- (1977 b) Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geol. Mijnb.*, 56/2, p. 140-144, Amsterdam.
- Ramsay, J.G. (1967) The folding and fracturing of rocks. Mc. Graw Hill, New York.
- , Wood, D.S. (1973) The geometric effects of volume change during deformation processes. *Tectonophysics*, 16/3-4, p. 263-277, Amsterdam.
- , Huber, M.J. (1983) The techniques of modern structural geology. Strain analysis. Vol. 1, Academic Press, p. 1-307, London.



ATLASUL GEOCHIMIC AL ROMÂNIEI (scara 1:3.000.000) GEOCHEMICAL ATLAS OF ROMANIA (scale 1:3,000,000)

P. ANDĂR, R. NICOLESCU, M. GHEAUȘ, V. GHEORGHE, R. ANDREESCU

Elaborarea hărților geochimice reprezintă una din sarcinile cele mai urgente și mai importante ale geologiei din zilele noastre. Aceasta datorită faptului că ele furnizează informații fundamentale atât în ceea ce privește ariile cu perspectivele cele mai promițătoare pentru prospecțiunea de substanțe minerale utile, cât și pentru evaluarea influențelor geogene și antropogene asupra mediului înconjurător.

Pentru verificarea hărților geochimice realizate în anii anteriori, în 1996 au fost prelevate de pe tot cuprinsul țării noi probe de sedimente și ape din riuri numai din zonele cu conținuturi ridicate pentru diferite elemente chimice. Pentru aluviuni s-a folosit fracția de 0,063 mm obținută prin sitare umedă la locul de recoltare a probei.

Probele de aluviuni au fost analizate pentru 58 elemente prin metoda fluorescenței cu raze X și prin metoda ICP-MS. Probele de ape au fost analizate pentru 53 elemente prin metodele ICP-MS, ICP-OES și cromatografică. Toate analizele au fost efectuate în laboratoarele din Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe din Hannover, Germania, în cadrul unui program de cooperare științifică. Rezultatele analizelor au fost prelucrate statistic și au fost construite hărțile geochimice cu distribuția lor areală.

Aluviuni. Conținuturile elementelor analizate în aluviuni au o distribuție statistică lognormală cu excepția SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Ga și Rb. Coeficienții de corelație calculați pentru elementele majore au frecvent valori semnificative. Cele mai puternice legături sunt între Al_2O_3 -Ga, Fe_2O_3 -Sc, Fe_2O_3 -V, și K_2O -Rb. Corelațiile între conținuturile elementelor minore sunt rare, dar unele elemente (Ce, La, Nb, Hf, Y, etc.) prezintă adesea valori mari ale coeficientului de corelație liniară.

Distribuțiile areale ale Cu, Zn, Pb și As arată că zonele cu conținuturi mai ridicate sunt situate în regiuni aparținând provinciei metalogenetice asociate vulcanismului neogen (regiunea Maramureș) și provinciei metalogenetice asociate magmatismului paleogen (Banat) (Pl. I).

Distribuția spațială a conținuturilor elementelor minore asociate rocilor bazice ca Ni, Co, Cr și V este destul de diferită. Astfel, deși conținuturile cele mai mari de Co și Ni sînt situate, în general, în Carpații

The elaboration of the geochemical maps represents one of the most important task of the geology in our days, because they provide fundamental information both on the most promising areas for mineral resources and on the evaluation of the geogene and anthropogene influences on the environment.

In order to verify the geochemical maps constructed in the previous years, in 1996 was taken on the whole surface of Romania new stream sediments and stream water samples only from high contents zones for different elements. For stream sediments 0.063 mm fraction size was used, obtained by wet sieving at the sample site.

Stream sediments samples were analyzed for 58 elements by X-ray fluorescence and ICP-MS methods. Stream water samples were analyzed for 53 elements by ICP-MS, ICP-OES and ion chromatography. All analyses were carried out in the Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe laboratories from Hannover, Germany, in a scientific cooperation program. The results of the analyses have been statistically processed and geochemical maps of their areal distribution have been drawn up.

Stream sediments. The contents of the analysed elements in stream sediments have a lognormal statistical distribution excepting SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Ga and Rb. The coefficients of correlation calculated for major elements have frequently significant values. The highest values of those coefficients are for Al_2O_3 -Ga, Fe_2O_3 -Sc, Fe_2O_3 -V and K_2O -Rb. The correlations between the contents of trace elements are rare, but some elements (Ce, La, Nb, Hf, Y, etc) have often high values of the linear correlation coefficient.

The areal distributions of Cu, Zn, Pb and As (Pl. I) indicate that the areas with higher contents are situated in regions belonging to the metallogenetic province related to the Neogene volcanism (Maramureș region) and to the metallogenetic province related to the Paleogene magmatism (Banat region).

The spatial distributions of the contents of the trace elements typical of the basic and ultrabasic rock associations as Ni, Co, Cr and V are quite different. Thus, although the highest contents of Ni and Co appear, in generally, in Southern Carpathians and Eastern Carpathians, however, the maximum value of Ni is situated in



Meridionali și Carpații Orientali, totuși valoarea maximă a conținuturilor de Ni apare în Câmpia Pannonică și se datorează poluării cu reziduuri petroliere, iar valoarea maximă a conținuturilor de Co apare în munții Călimani și în nordul Câmpiei Române. Conținuturile cele mai mari de Cr se găsesc în Apusenii de sud și în partea de nord a bazinului Transilvaniei, iar conținuturile cele mai ridicate de V se află în partea centrală și de nord a Carpaților Orientali.

Distribuția areală a conținuturilor de Ba este numai parțial asemănătoare cu cea a Sr. Conținuturile cele mai ridicate de Ba se găsesc în partea de NW a Câmpiei Române și în munții Almajului, în timp ce valorile mai mari de Sr se întâlnesc în partea de NW, NE și S a Câmpiei Române, și în munții Călimani.

Conținuturile cele mai ridicate de pământuri rare apar în zonele de aflorare a șisturilor cristaline în Carpații Meridionali și în partea de nord-vest a Munților Apuseni. Distribuția spațială a conținuturilor elementelor caracteristice mineralelor grele (Zr, Hf și Nb) și a elementelor radioactive este asemănătoare cu cea a pământurilor rare.

Ape. Valorile mai mici ($<7,5$) ale pH-ului apelor râurilor se întâlnesc în zonele montane (Carpații Orientali, Carpații Meridionali și partea de nord a Munților Apuseni), în timp ce valorile mai ridicate ($>8,5$) apar în special în partea de est și de sud a țării, în Podișul Moldovenesc și Câmpia Română (Pl. II).

Variabilitatea areală a conductivității este destul de asemănătoare cu cea a pH-ului. Valorile mai mici ($<100 \mu\text{S/cm}$) se întâlnesc în zonele montane, pe când valorile mai ridicate ($>1000 \mu\text{S/cm}$) apar în partea de sud și de est a țării.

Distribuția spațială a conductivității în apele râurilor este determinată de distribuția areală a elementelor cu concentrații ridicate în ape ca Na, K, Ca, Mg, Cl și SO_4 . Hărțile geochemice arată o distribuție areală foarte asemănătoare a acestor elemente. Unele elemente minore ca As, B, Ba, Br, Li, Mo, Sb, etc. prezintă, de asemenea, o distribuție spațială asemănătoare cu a elementelor menționate mai sus.

Deși este posibil ca o parte din conținuturile mai mari ale unor elemente din ape să se datoreze poluării industriale sau utilizării substanțelor chimice în agricultură, totuși astfel de considerații sunt premature în această fază a cercetărilor datorită densității mici de probare.

Datorită densității de probare foarte reduse - o probă la cca 2000 km^2 - prelevarea unor noi probe numai în zonele cu conținuturi ridicate a avut ca rezultat modificarea, într-o măsură mai mică pentru sedimente și mai mare pentru ape, a distribuției areale a conținuturilor elementelor analizate. Pentru obținerea unor hărți geochemice cu rezultate demne de încredere este necesară o probare sistematică la o densitate mai mare.

Pannonian Basin and it is due to pollution with oil residue, and the maximum values of Co are found in Călimani Mountains and in the northern part of the Romanian Plain. The highest contents of Cr are found in the Southern Apuseni Mountains and in the northern part of the Transylvanian Basin, and the highest contents of V are situated in the central and in the northern part of the Eastern Carpathians.

The areal distribution of the high-barium contents is a little different from that of strontium. The highest barium contents are found in the north-western part of the Romanian Plain and in the Almaj Mountains, whereas the highest strontium contents are situated in the north-western, north-eastern and southern part of the Romanian Plain and in the Călimani Mountains.

The highest rare earth element contents are recorded in the outcrop areas of the crystalline schists in the South Carpathians and in the north part of the Apuseni Mountains. The areal distribution of the contents of the heavy minerals characteristic elements (Zr, Hf and Nb) and of the radioactive elements is quite similar to that of the rare earth elements.

Stream waters. Lower values ($<7,5$) of the pH of stream waters are found in the mountainous areas (South Carpathians, East Carpathians and northern part of the Apuseni Mountains), whereas the highest values ($>8,5$) are recorded especially in the eastern and southern part of Romania, in the Moldavian Plateau and in the Romanian Plain (Pl. II).

Areal variability of the conductivity of the stream waters is quite similar to those of pH. Lower values ($<100 \mu\text{S/cm}$) are found in the mountainous areas, whereas high values ($>1000 \mu\text{S/cm}$) are recorded in the southern and in the eastern part of the country.

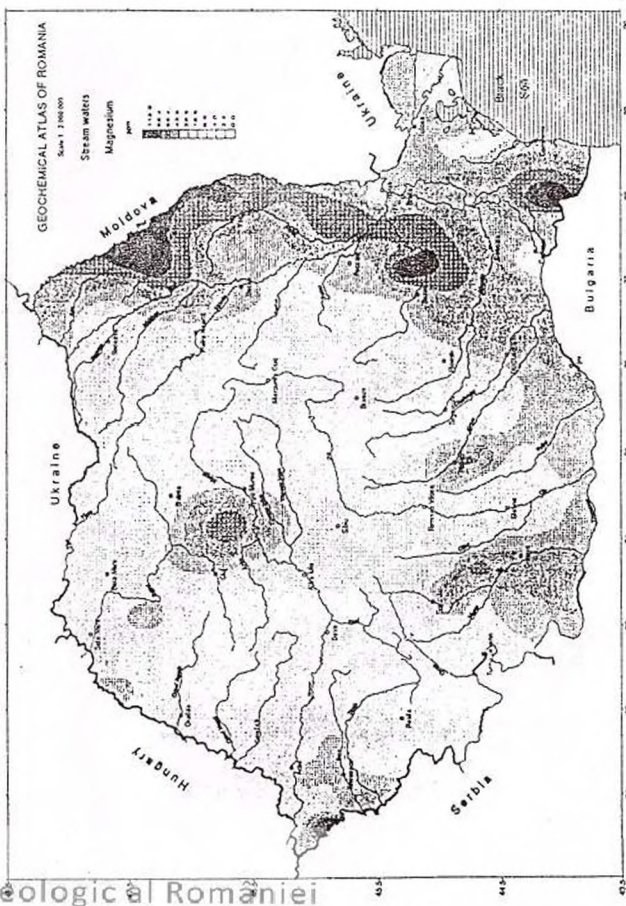
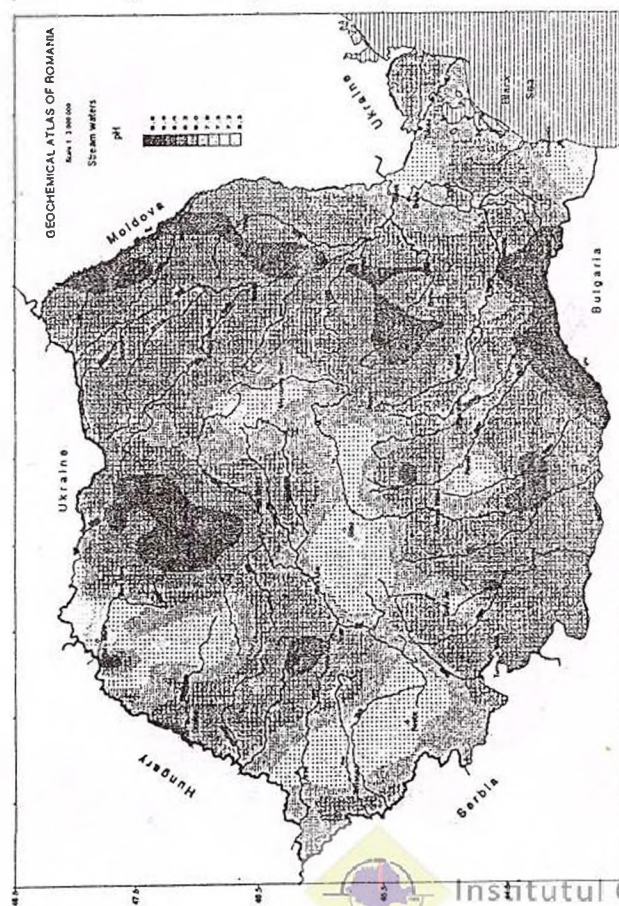
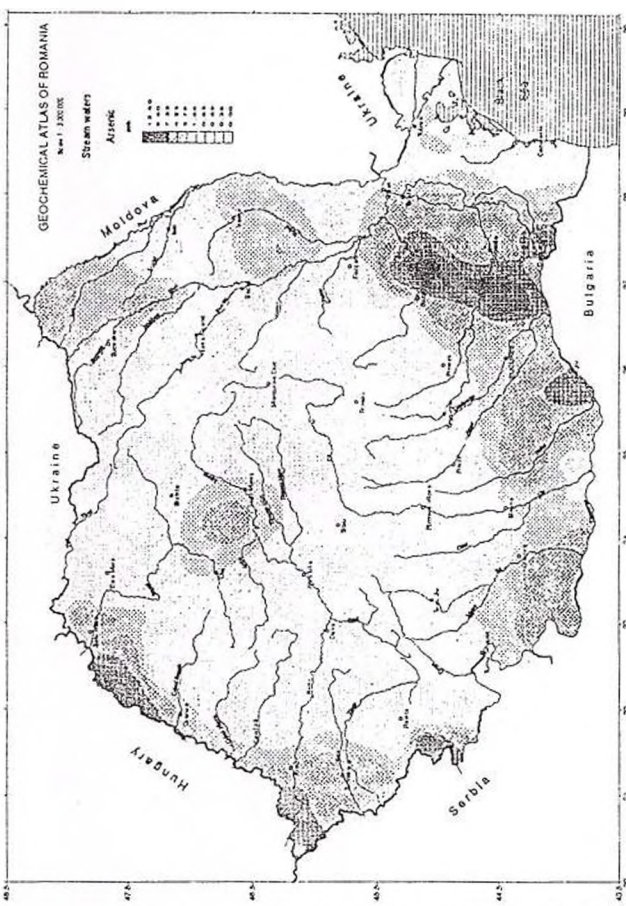
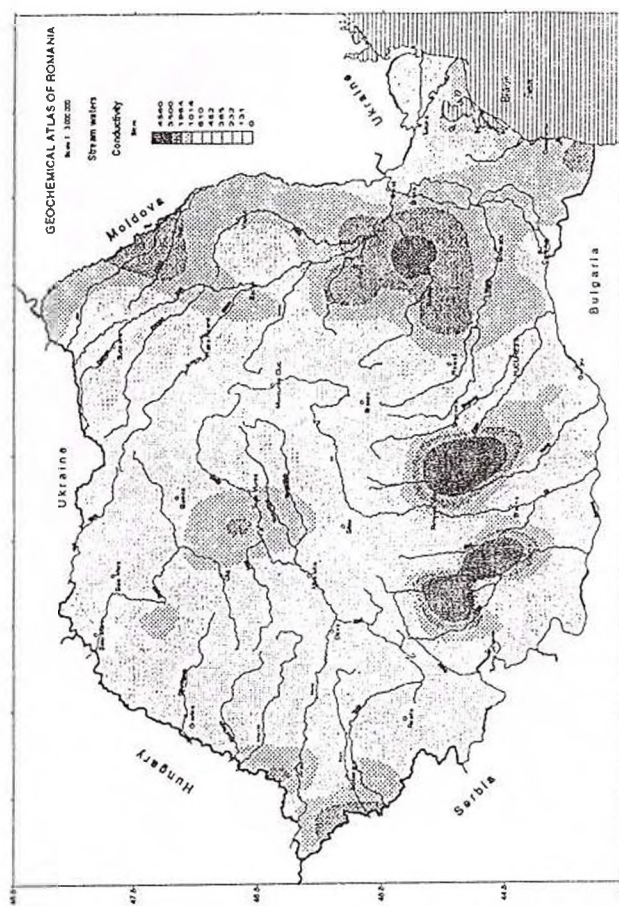
Spatial distribution of the conductivity in stream waters is determined especially by areal distribution of the elements with high concentrations in stream waters like Na, K, Mg, Ca, Cl and SO_4 . The geochemical maps of those elements show a very similar areal distribution. Some trace elements such as As, B, Ba, Br, Li, Mo, Sb etc. show a quite similar spatial distribution, too.

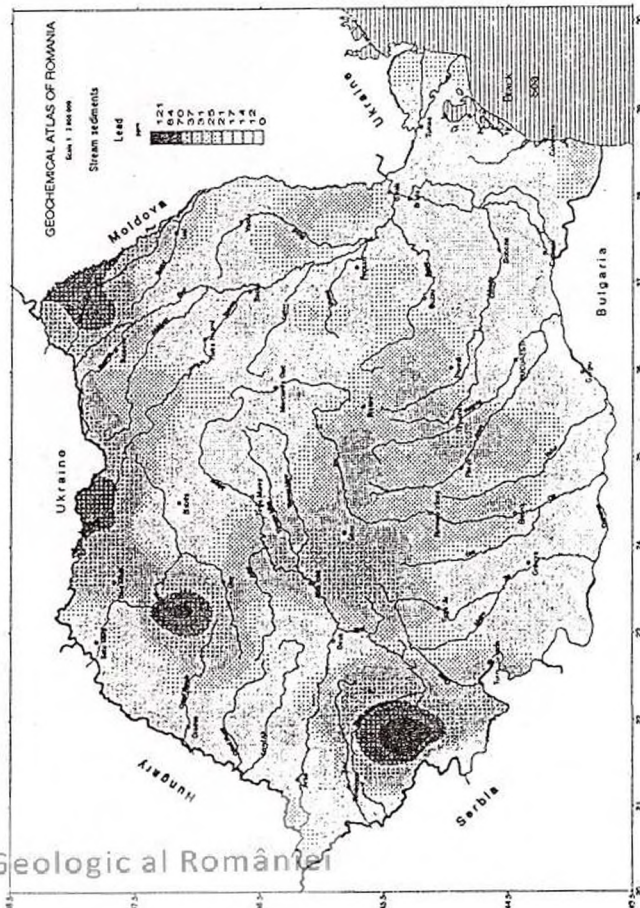
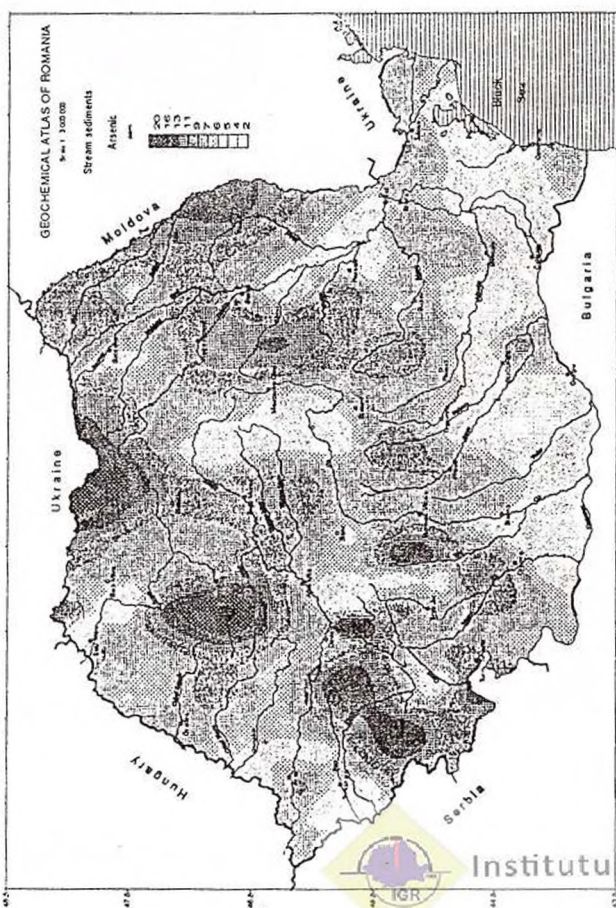
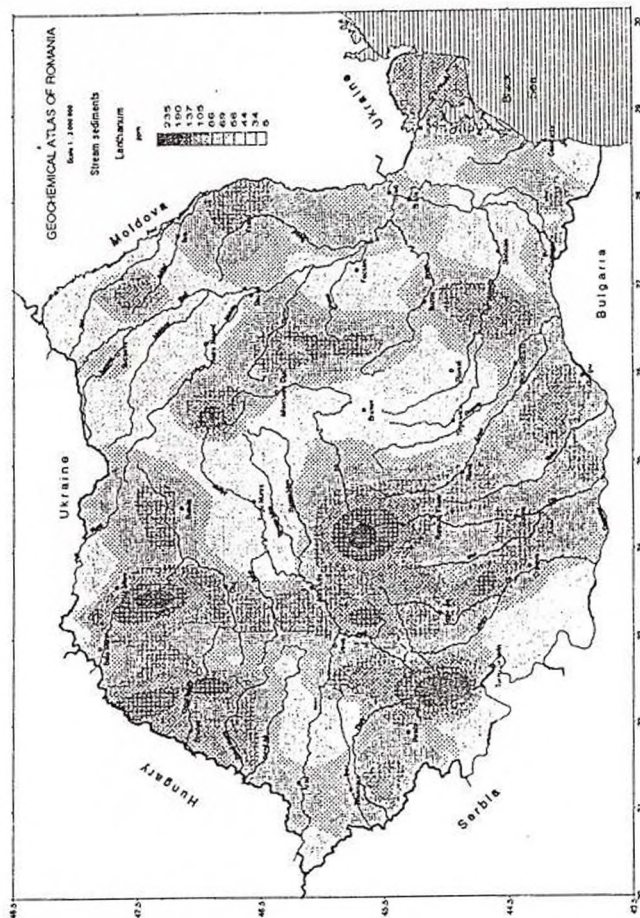
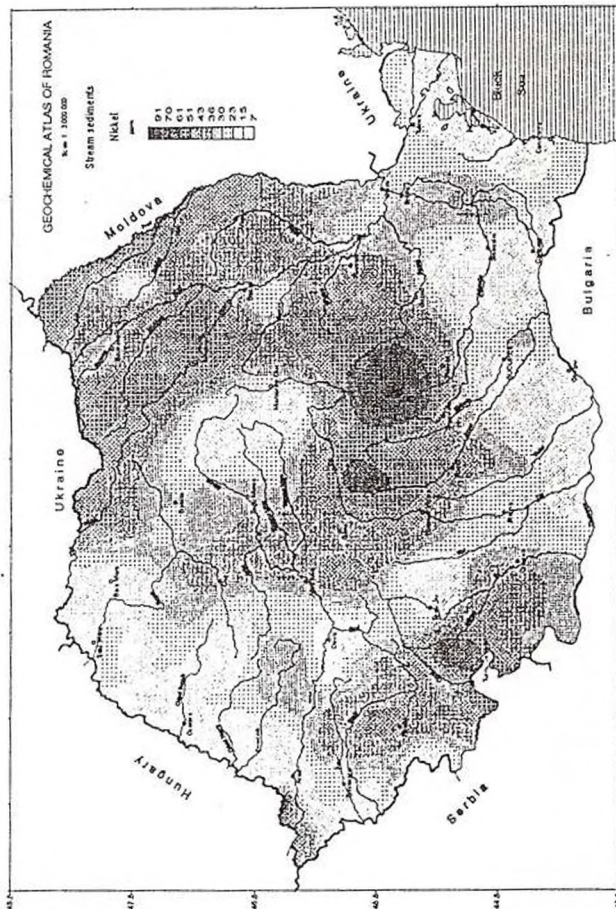
Although it is possible that a part of the higher values for some elements in stream waters may be caused by industrial pollution or by using fertilizers in agriculture, however, such considerations are uncertain now due to the very small sampling density.

Due to the very small sampling density - one sample per 2000 km^2 - the collection of some new samples only in the high content zones conducted to changing, less for stream sediments and more for stream waters, of the areal distribution of the element contents. This fact prove to obtaining of the geochemical maps with reliable results it is necessary a systematic sampling of the whole surface of the country at a much denser scale.



163593





DATE GEOCHIMICE PRIVIND UNELE GRANITOIDE DE MICI DIMENSIUNI DIN DOMENIUL GETIC GEOCHEMICAL EVIDENCE FOR SOME GRANITOIDS FROM THE GETIC DOMAIN

Anca DOBRESU

Studiul geochemic de față se ocupă de câteva corpuri de mici dimensiuni răspândite în seria de Sebeș-Lotru. Acest demers a fost făcut în contextul unui studiu litostratigrafic asupra acestei serii (Gheuca et al., 1996 și Gheuca, Dobrescu, 1997 - Rapoarte IGR).

Microgranitul de Urșani (G.U.) - munții Căpățâni

Microgranitul cu biotit de Urșani a fost determinat și geochemic ca granit. El are un caracter metaluminos - slab peraluminos determinat prin valoarea ASI (1,05) și cea a corindonului normativ (1,22). Conținutul mare de CaO (1,48%) și locul pe care îl ocupă în diagrama A/CNK - SiO₂ indică un granit de tip I. Comportamentul elementelor incompatibile pe diagrama Spider sugerează un material sursă provenit din crusta inferioară (Rollinson, 1993).

Proba analizată are un conținut mic de pământuri rare ($\Sigma 6\text{REE}=51,97\text{ppm}$). Comportamentul acestora față de normalizarea la chondrite indică o anomalie (+) mică de Eu ($\text{Eu}/\text{Sm}=0,4$) și o fracționare importantă ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{cn}}=8,10$). Aceasta presupune existența atât a amfibolului cât și a granatului în reziduu refractar și implicarea într-o mică măsură a plagioclazului în procesul de topire parțială care probabil a constituit principalul proces genetic de formare a acestui granit. Conținuturile extrem de mici de Y, HREE, Sc, V și Ti în lichidul rezidual pledează pentru existența granatului în reziduu. Cele mai probabile surse care par a fi fost topite parțial pentru a produce roci cu un asemenea comportament al pământurilor rare sunt fie eclogitele și amfibolitele, fie amfibolitele cu granat (Arth & Hanson, 1975). Caracteristici ca cele menționate mai sus au fost determinate în roci Precambriene, mai ales în gnaisele Arhaice de grad înalt (Henderson, 1984).

Alți indicatori geochemici ca cei reprezentați de ratele $\text{Zr}/\text{Hf}=37,5$, $\text{Nb}/\text{Ta}=15,83$ și $\text{Y}/\text{Nb}=0,42$ arată o sursă profundă (Eby et al., 1992; Eby & Kochhar, 1990). Microgranitul de Urșani pare să aparțină unui grup de granite foarte vechi și rare "tip I, însărcinat în Y, îmbogățit în Sr" (Sheraton & Black, 1998; Wyborn et al., 1992) care în general preced metamorfismul de grad înalt și au trăsături geochemice corespunzătoare celor derivate din magme profunde. Asemenea roci par a fi format crustă felsică primară.

The present geochemical study deals with small bodies widespread in the Sebeș - Lotru Series. This approach was made in the context of a lithostratigraphical study upon this series (Gheuca et al., 1996 and Gheuca & Dobrescu, 1997 - Geological Reports).

The Urșani microgranite (G.U.) - Căpățâni Mts.

The biotite-bearing microgranite from Urșani (Căpățâni Mts.) was confirmed geochemically as a granite. It has a metaluminous - slight peraluminous character which is defined by the ASI value (1.05) and the normative corundum value (1.22). The high CaO content (1.48%) and its place in the A/CNK - SiO₂ diagram indicate an I-type granite. The incompatible elements behaviour on the Spider diagram suggests a lower crust source material (Rollinson, 1993).

The analysed sample has small REE contents ($\Sigma 6\text{REE}=51.97\text{ ppm}$). The REE behaviour vs. chondrites normalization indicates a small (+) Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Sm}=0.4$) and an important fractionation ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{cn}}=8.10$). This implies the existence of both amphibole and garnet in the refractory residue and an unimportant implication of plagioclase in the partial melting process which probably was the main genetic process for this granite. The extremely low Y, HREE, Sc, V and Ti contents in the granitic residual liquid argue for the garnet existence in the residue. Either eclogites and amphibolites or garnet-bearing amphibolites are the most probable source rocks which have been partially melted to generate rocks with such REE behaviour (Arth & Hanson, 1975). Characteristics like those mentioned above have been determined in Precambrian rocks, even in high-grade metamorphosed Archean gneisses (Henderson, 1984).

Other geochemical values such as $\text{Zr}/\text{Hf}=37.5$, $\text{Nb}/\text{Ta}=15.83$ and $\text{Y}/\text{Nb}=0.42$ indicate a deep source (Eby et al., 1992; Eby & Kochhar, 1990). The Urșani microgranite seems to belong to a very rare old "I-type Y-depleted, Sr-depleted" group of granites (Sheraton & Black, 1988; Wyborn et al., 1992) which usually precedes high-grade metamorphism and has geochemical features corresponding to those derived from original deep source magmas. Such rocks formed the first felsic continental crust.



Granitul de Tilișca (S7) (Munții Sebeș); gnaissul de Valea Vătafului (Vt) (Munții Lotru); gnaissul de Vălare (Vlr) și gnaissul ocular (41) din Valea Luncani (Munții Sebeș).

Granitul cu biotit și granat de Tilișca (S7) a fost confirmat geochemic ca granit în diagrama normativă An-Ab-Or). Observații de teren indică existența a numeroase enclave de metapelite parțial asimilate de granit.

Conținuturile mari de Al_2O_3 (17,30%), valoarea corindonului normativ ($c=5,81$) și ASI (1,35) definesc un caracter puternic peraluminos, indicând tipul S de granite. HFSE au conținuturi scăzute tipice tipului S. Conținuturile de Sc și Y sunt ridicate, iar conținutul de Sr suficient de scăzut pentru a defini "tipul S, înșărcit în Sr, îmbogățit în Y", format prin topirea parțială a unui material sedimentar.

Granitoidul din Valea Vătafului (V.Vt) este o rocă cuarțo-feldspatică cu biotit și granat definită din punct de vedere modal ca tonalit, iar normativ ca granodiorit. Atât valoarea A/CNK (1,04), a corindonului normativ (1,12) și a a conținutului de Al_2O_3 (14,89%) indică un caracter metaluminos - slab peraluminos.

Tonalitul gnaissic de Valea Vătafului (Vt) a fost definit geochemic ca adamelit. Are caracter puternic peraluminos, cu conținuturi ridicate de Cr, Ni, Y, Sc și Yb reprezentând o rocă cu granat. Conținutul de Ba este extrem de ridicat, captat fără îndoială de feldspați.

Tonalitul gnaissic cu granat și biotit de la Vălari (Vlr) (Munții Sebeș) a fost geochemic determinat ca granit. Această rocă are o geochemie aproape similară cu tonalitul gnaissic din Valea Vătafului (Vt).

Gnaissul ocular din Valea Luncani (41) (vestul munților Sebeș) este din punct de vedere geochemic un granodiorit peraluminos. Conținuturile de Y și Sc sunt ridicate, iar HFSE aproape similare cu cele ale granitoidului V.Vt.

Analizând valorile și comportamentul pământurilor rare din granitoidele presupuse de către unii autori a fi fost în relații de lichid rezidual - reziduu refractar (Sabău, 1995; Gheuca et al., 1996 - Raport geologic), se pot trage câteva concluzii:

- omniprezența anomaliei (-) de Eu și rata Eu/Sm variind între (0,150 - 0,158) pentru toate rocile analizate;

- $\Sigma 6REE$ pentru S7 este 92 ppm și pentru Vlr este 79,15 ppm, în timp ce valorile pentru Vt și 41 sunt mai mari (133,85 și 140,3);

- fracționarea LREE/HREE (La/Yb)_{cn} variază între limite restrânse pentru probele S7 și Vlr și mai largi pentru Vt și 41.

Datorită acestor caractere geochemice topirea parțială pare să fie cel mai probabil proces genetic pentru aceste roci. Caracteristicile pământurilor rare indică existența feldspaților în reziduu care pare că a fost

The Tilișca granite (S7) (Mts. Sebeș); the Valea Vătafului gneiss (Vt) (Mts. Lotru); the Vălare gneiss (Vlr) and an augen gneiss (41) from the Luncani Valley (Mts. Sebeș)

The biotite-garnet-bearing granite (S7) from Tilișca (Sebeș Mts.) was confirmed geochemically as a granite (the normative An-Ab-Or diagram). Field observations indicate a lot of metapelitic enclaves kept and partially assimilated by the granite. The high Al_2O_3 content (17.30%), normative corundum value ($c=5.81$) and A/CNK (1.35) define a strong peraluminous character, showing an S-type granite. The HFSE have low contents typical of an S-type. The Sc and Y contents are high and the Sr content is low enough for an "S-type Sr-depleted Y-undepleted" formed by partial melting of a sedimentary source material.

The granitoid from the V. Vătafului (Lotru Mts.) (V. Vt.) is a biotite-garnet-bearing quartz-feldspar rock defined modally as a tonalite, and as a granodiorite from the normative point of view. Both A/CNK (1.04), the normative corundum value (1.12) and the Al_2O_3 content (14.89%) show a metaluminous - slightly peraluminous character.

The Vătafului gneissic tonalite (Vt) was defined geochemically as an adamelite. It is a strong peraluminous rock with high Cr, Ni, Y, Sc and Yb contents reflecting a garnet-bearing rock. The Ba content is extremely high being captured by feldspars.

The gneissic garnet-biotite-bearing tonalite from Vălari (Vlr) (Sebeș Mts.) is geochemically determined as a granite. This rock and the gneissic tonalite from V. Vătafului (Vt) have a quite similar geochemistry.

The augen gneiss from the Luncani Valley (41) (W Sebeș Mts.) is geochemically a peraluminous granodiorite. The Y and Sc contents are high, and the HFSE are rather similar to those of the V.Vt. granitoid.

Analysing the REE values and behaviour for some granitoids, which the authors presumed to have been in a residual liquid - refractory residue relationship (Sabău, 1995; Gheuca et al., 1996 - Geological report), some conclusions derive:

- the ubiquitous (-) Eu anomaly with Eu/Sm ranging 0.150 - 0.158 for all the analysed samples;

- $\Sigma 6REE$ for S7 is 92 ppm and for Vlr is 79.15 ppm, while the values for Vt and 41 are higher (133.85 and 140.3);

- the REE fractionation - LREE/HREE (La/Yb)_{cn} varies between narrow limits for S7 and Vlr and larger limits for Vt and 41.

Due to some of the above mentioned geochemical features, partial melting seems to be the most probable genetic process for these rocks. REE characteristics indicate the existence of feldspars in the residue which were important enough to yield (-) Eu anomalies in the residual liquid. The existence of garnet in S7, Vlr



destul de importantă pentru a produce anomalii negative în lichidul residual. Existența granatului în rocile S7, Vlr și Vt fac ca conținuturile în HREE să fie destul de ridicate.

Rapoartele Zr/Hf și Y/Nb pentru proba S7 arată predominanța crustală cu slabe influențe de crustă inferioară. Conținuturile scăzute de Sr înseamnă probabil mult plagioclaz rămas în reziduu sau conținuturi scăzute de Sr în roca sursă.

Granulitele silicioase cu granat sau metagraywacke ar putea constitui materialul sursă (Condie, 1976, de Albuquerque, 1977, 1978 in Hederson, 1984) O contaminare pelitică sau chiar o sursă exclusiv pelitică este de asemeni posibilă. Unele dovezi geochimice cum ar fi valoarea corindonului normativ de 5%, a ASI > 1,1, conținuturile LILE (Sr~175 ppm, Ba~500) indică o sursă pelitică (Miller, 1985). Trebuie menționat însă că arealul ocupat de pelite se suprapune deseori peste cel al granulitelor silicioase în unele diagrame geochimice.

Granulitele silicioase ca material-sursă a fost testat de Condie (1978) pentru unele granite bogate în Ca din New Mexico. Acest model pare să se potrivească granitoidului de Tilișca, în special din punct de vedere al pământurilor rare.

Conținuturi ridicate de Al_2O_3 , TiO_2 , MgO indică o componentă pelitică. Conținutul mare de TiO_2 indică existența biotitului, rutilului și ilmenitului în roci. Conținutul de Cs de 9,5 ppm (>7) indică existența micelor în topitură și a plagioclazilor în reziduu refractar. Conținuturile scăzute de P_2O_5 înseamnă prezența monazitului și a apatitului în reziduu.

Reziduu rămas în urma topirii parțiale a unei surse granulitice este de obicei îmbogățit în Ca, Fe, Co și Cr. Doar granodioritul cu granat din valea Vătafului (V.Vt) are asemenea caracteristici tipice de material refractar. Dar lipsa analizelor de pământuri rare nu permite încă concluzii.

Legat de relația dintre rocile reprezentate prin probele Vt, Vlr, 41 și S7, se poate trage concluzia că rocile analizate par a aparține aceluiași tip de granitoid. Comportamentul pământurilor rare este aproape similar (S7 și Vlr diferă doar în conținuturile de pământuri rare grele); Vt și 41 au aceleași conținuturi de pământuri rare. Toate aceste similitudini izbitoare definesc aproape aceleași tipuri de roci. Diferențele în ceea ce privește unele conținuturi de elemente majore se datoresc proceselor metamorfice care le-au afectat.

and Vt rocks makes the HREE contents to be rather high.

Zr/Hf and Y/Nb ratios for S7 sample show a predominant crustal material with a slight lower crust influence. Low Sr content means perhaps a lot of plagioclase left in the residue or poor Sr contents in the source rocks.

Garnet-bearing siliceous granulites or metagreywackes could be the possible source-material (Condie, 1976, de Albuquerque, 1977, 1978 in Henderson, 1984). A pelitic contamination or even an exclusive pelitic source rock is also possible. Some geochemical evidence such as normative corundum of 5%, the ASI values of more than 1.1, the LILE contents (Sr~175 ppm, Ba~500 ppm) indicates a pelitic source (Miller, 1985). It has to be mentioned that the pelites area is sometimes overlapping the siliceous granulites area in some geochemical diagrams.

The siliceous granulites as a source-material was tested by Condie (1978) for some high-Ca granites from New Mexico. This model seems to be fit for the Tilișca granitoid, especially from the REE point of view.

High Al_2O_3 , TiO_2 , MgO contents indicate a pelitic component. High TiO_2 contents indicate the biotite, rutile and ilmenite existence in the rocks. The Cs content of 9.5 ppm (>7) shows the micas existence in the melt and of plagioclase in the refractory residue. The low P_2O_5 contents mean the presence of monazite and apatite in the residue.

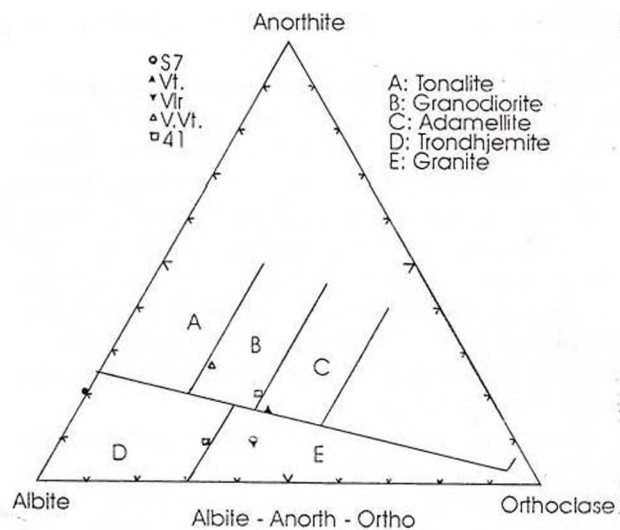
A refractory residue which is left behind a residual liquid in a partial melting process of a siliceous granulitic source-material is usually enriched in Ca, Fe, Co and Cr. Only the garnet-bearing granodiorite from the V. Vătafului (V.Vt) has such characteristics typical of a refractory residue. But we have no REE analyses for it, so we can not conclude anything on it yet.

Concerning the relationship between Vt, Vlr, 41 and S7 rocks, we can conclude that the analysed samples seem to belong to the same granitoid type. Their REE behaviour is quite similar (S7 and Vlr have only different HREE contents); the Vt and 41 rocks have the same REE contents. All these striking similitudes define quite the same types of rocks. The differences between some major elements contents are due to the metamorphic processes which have affected them.

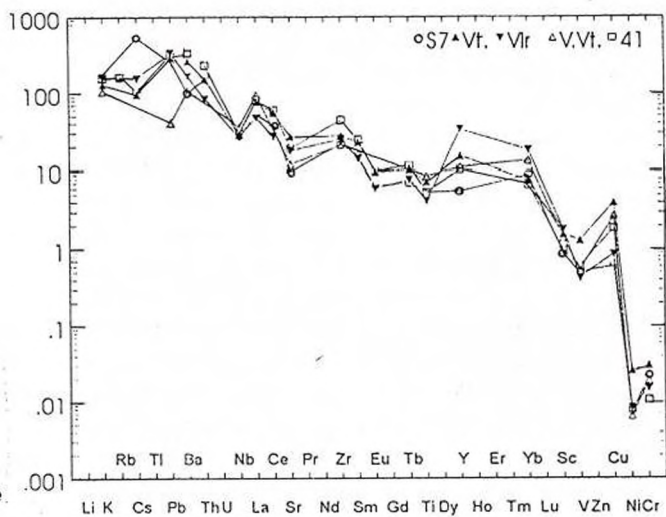


Geochemical Characteristics of the granitoid Rocks of the Lotru Series

Norm: Prim

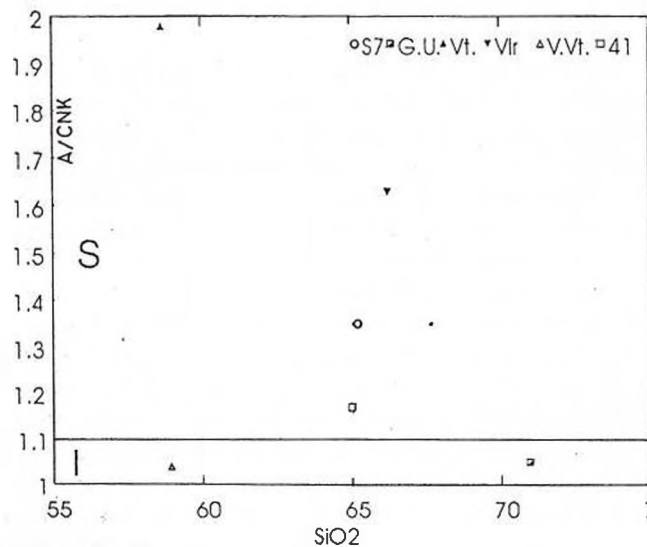


Threefeldspathic diagram for the geochemical diagnosis of the granitoid rocks

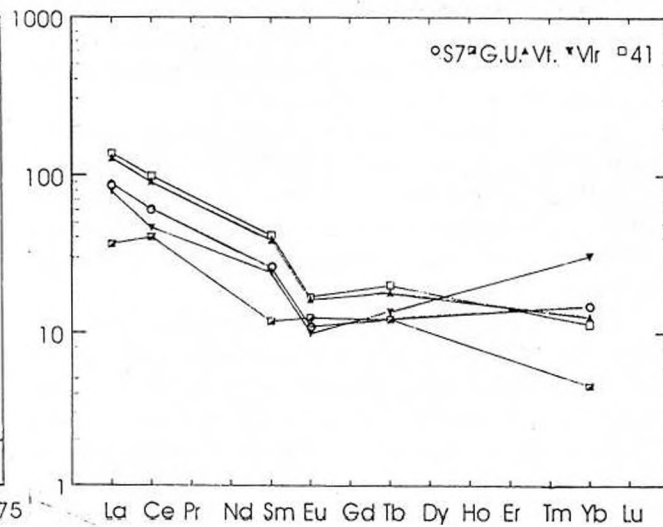


Spidergram of the Tilișca granites versus the spidergram of the Valea Vătafului gneisses

Norm: SUN



A/CNK diagram for the gneissic and granitoid rocks of the Lotru Series



Normalized diagram of lanthanides for the gneissic and granitoid rocks of the Lotru Series



References

- Arth J. G., (1975) Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, p. 325-362.
- Condie K.C. (1978) Geochemistry of the Proterozoic granitic plutons from New Mexico, U.S.A. *Chemical Geology*, 21, p. 131-149.
- Eby G.N., Kochhar N. (1990) Geochemistry and petrogenesis of the Malani igneous suite. *North Peninsular India. Jour. Geol. Soc. India*, 36, p. 109-130.
- Krueger H.W., Creasy J.W. (1992) Geology, geochronology and geochemistry of the White Mountain Batholith, New Englan. In: Puffer J.H., Ragland F.C. (eds) *Eastern North-American Mesozoic magmatism*, *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 268, p. 379-397.
- Gheuca I., Săbău G., Dobrescu A., Negulescu E., (1996) Structura litostratigrafică și tectonică a Seriei de Lotru. Raport geologic. Arh. I.G.R.
- Henderson P. (1984) Rare earth elements geochemistry. Elsevier ed., p. 285-315.
- Miller, C.F. (1984) Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources. *Journal of Geology*, 93, p. 673-689.
- Rollinson, H. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. J. Wiley & Sons, Inc., New York.
- Săbău G. (1995) Evidence for eclogite emplacement via crust doubling in the Lotru crystalline series, South Carpatians. Europrobe Workshops - Pancardi, Stara Lesna, Abstract.
- Sheraton J. W., Black L.P. (1988) Chemical evolution of granitic rocks in the East Antarctic Shield, with particular reference to post-orogenic granites. Elsevier Sci. Publ. 21, p. 37-52.
- Wyborn L. A.I., Wyborn D., Warren R.G., Drummond B.J. (1992) Proterozoic granite types in Australia: implications for lower crust composition, structure and evolution. *Trans. of the Royal Soc. Of Edinburgh: Earth Sci.*, 83, p. 201-209.



**STUDIUL PRELIMINAR PRIVIND COMPOZIȚIA IZOTOPICĂ A
HIDROGENULUI ÎN APA EXTRASĂ DIN CÂTEVA TIPURI DE ROCI
ȘI MINERALE APARTINÂND SERIEI DE REBRA – MASIVUL RODNEI
PRELIMINARY INVESTIGATION OF D/H COMPOSITION OF WATER
FROM SOME METAMORPHIC AND IGNEOUS ROCKS AND
MINERALS – RODNA MASSIF**

Delia Cristina PAPP

Scopul acestui studiu este de a realiza o primă estimare a variației compoziției izotopice a hidrogenului din diverse tipuri de ape care au putut fi implicate în metamorfismul seriei de Rebra sau în vulcanismul neogen asociat, în Masivul Rodnei, reprezentând o primă etapă dintr-un studiu mai vast privind determinarea compoziției izotopice a fluidelor naturale și stabilirea originii lor prin măsurarea compoziției izotopice a hidrogenului și oxigenului din mineralele aflate în echilibru izotopic cu fluidul.

Analizele au fost efectuate în întregime la Institutul de Tehnologie Izotopică și Moleculară din Cluj-Napoca. Rapoartele izotopice au fost măsurate cu un spectrometru de masă cu dublu colector Thompson THN 200D. Rezultatele analizelor pot fi urmărite în tabelul anexat (Tabel) în care am inclus, într-o formă sintetică, toate datele de plecare și finale.

Au fost analizate din punct de vedere al concentrației în deuteriu un număr de 15 probe de apă extrasă din roci aparținând seriei de Rebra (Rb_2 și Rb_3) și unui corp dioritic (Valea Băilor). Un număr de 7 probe reprezintă apa extrasă din roca întreagă, 4 din cuarț segregat, iar 4 din probe monominerale de muscovit și biotit din pegmatite.

Metoda de analiză constă principal din extragerea apei "fosile" conținută de rocă (apă de cristalizare, apă interstițială, apă din incluziuni fluide), și eliminarea apei câștigată recent prin adsorbție din atmosferă/hidrosferă (apa higroscopică). În cazul probelor monominerale analizate (muscovit, biotit) ponderea cea mai mare de hidrogen analizat o constituie cel din gruparea oxidril (OH).

Având în vedere caracterul preliminar al investigației noastre, considerăm că interpretarea rezultatelor obținute nu poate fi făcută decât la nivel de observații, fără a avea pretenția unor concluzii finale. Câteva aspecte generale pot fi formulate astfel:

1 – Toate valorile δD (‰) obținute de noi se înscriu în domeniul apelor metamorfice ($\delta D \in [-65, -20]$),

The purpose of this study is to perform a first estimation of the natural variation of hydrogen isotopic composition in the various waters that could be involved in the metamorphism of Rebra Series or associated to Neogene volcanism, in the Rodna Massif.

Hydrogen analyses were carried out in the Institute of Isotopic and Molecular Technology from Cluj-Napoca, with a double-collection Thompson THN 200D mass spectrometer.

Analytical results principally refer to constitution water and fluid inclusion waters, extracted from rock samples by heating at 650°C under vacuum. The hygroscopic water expelled below 110°C was eliminated. Absolute isotopic data are given in ppm, and the conventional δ notation is expressed as per-mil deviation of D/H ratios with respect to the SMOW. Analyses are given in Table.

D/H analyses of OH-bearing minerals and fluid inclusions are principally use as isotopic tracers in determining the origin and history of the H_2O involved in different geologic processes. This results from the fact that, different sources of water, namely metamorphic, magmatic, meteoric, and "connate", all exhibit characteristic δD values (Fig.). Hydrogen isotopic data also provide data on temperatures and attainment of equilibrium in mineral assemblage.

With the presently available isotopic data it is difficult to constrain accurately the conditions of water/rock interactions, but the following observations could be made:

- waters involved in high - temperature metamorphism have a relatively lower deuterium content than the waters of the low - temperature metamorphism;
- in the case of high - temperature metamorphism, the CO_2 content of fluid inclusions from segregation quartz prevail the H_2O content;

- the relationships between magmatic structures and host metamorphic rocks presuppose an enrichment in deuterium. Note that in studied area (V. Băilor), this



Tabel
Concentrația deuteriului în apa extrasă din roci și minerale (Masivul Rodnei)

PROBA	LOCALIZARE	DESCRIERE	CANT. PREL. (grame)	APA EXTR. (grame)	APA EXTR. (%)	CONC. IN D (ppm)	δD (‰ SMOW)	OBS
P3	V. Băilor (Rb ₃ neretromorfozat)	micașist cu granat ± staurolit	35,09	0,62	1,77	148,80	-44,68	
P4	"	cuart segregat	9,17	0,01	0,10			#, *
P7	V. Cormaia (Rb ₃ neretromorfozat)	șist cuarțitic cu granați	35,04	0,69	1,96	150,45	-34,09	
P10	"	cuart segregat	14,49	0,07	0,03	149,55	-39,87	#
P11	V. Dragoșului (Rb ₃ retromorfozat)	șist muscovito-sericito-cloritos	33,94	1,05	3,09	151,15	-29,59	
P14	Vf. Pietrosul (Rb ₃ retromorfozat)	șist cuarțito-sericito-cloritos	23,29	0,64	2,74	150,25	-35,38	
P16	V. Dragoșului (Rb ₂ neretromorfozat)	șist biotitic	11,10	0,37	3,34	152,80	-19,00	
P17	"	cuart segregat	11,04	0,30	2,71			#, *
P18	Vf. Pietrosul (Rb ₂ retromorfozat)	milonit cuarțitic	35,47	0,83	2,34	150,45	-34,09	
P19	Vf. Pietrosul (Rb ₃ retromorfozat)	cuart segregat	9,99	0,04	0,40	153,70	-13,23	#
P20	V. Băilor (Rb ₂ slab retromorf.)	gnais cuarțifer	17,64	1,43	8,10	151,75	-25,75	
P25	V. Băilor	microgranodiorit	33,16	0,92	2,77	146,10	-62,02	
P27	V. Scăricele	muscovit	13,10	0,54	4,12	151,50	-27,35	
P28	"	biotit	12,50	0,13	1,04	154,10	-10,66	
P30	V. Cormaia	muscovit	13,60	0,44	3,24	150,30	-35,05	
P31	"	biotit	10,69	0,32	2,99	154,20	-10,02	

Observații: # - cantitate insuficientă de probă;
* - cantitate foarte mare de gaze.

excepție făcând proba P25 prelevată din corpul microdiorit porfiric (V. Băilor) care așa după cum era și de așteptat intră în domeniul apelor magmatice. Pentru o mai bună înțelegere și încadrare a valorilor obținute de noi, prezentăm câteva analize privind concentrația în deuteriu a apelor din câteva văi și izvoare minerale din zona Rodna Veche – Sângeorș Băi, ape care aparțin în cea mai mare măsură ciclului meteoric (Fig.). De remarcat valoarea medie a concentrației în deuteriu ($-43,53 \pm 2,59 \text{ ‰}$) a apei din sonda forată în zona comunei Valea Mare, care nu are corespondent în apele de suprafață și apele minerale din zonă. Aceste valori au fost interpretate pe baza corelației δD – densitate ca fiind rezultatul amestecului dintre o apă cu caracter fosil și una meteorică în proporție de 7:3. Am scos în evidență acest caz pentru că este singurul punct comun între valorile obținute de noi (vezi proba P4) și valorile apelor de suprafață sau subterane din zona sudică a Masivului Rodnei.

2 – Cantitatea de apă extrasă din segregările de cuarț (probele P4, P10, P17 și P19) este foarte mică (0,01 – 0,3 grame; aprox. 0,1 – 2,71 %).

În cazul probelor P4 și P17 s-a obținut o cantitate foarte mare de CO_2 . Acest rezultat, în concordanță cu alte observații din literatura de specialitate, scoate în evidență faptul că, în cazul metamorfismului de temperatură ridicată, incluziunile fluide din cuarțul segregat conțin preponderent CO_2 , având un conținut redus de H_2O .

Pentru valorile δD obținute prin analiza probelor P10 și P19 considerăm că trebuie să păstrăm o oarecare rezervă, tocmai datorită cantității mici de apă analizate. Acestor valori li se va putea da o interpretare, doar în măsura în care reproductibilitatea lor va fi dovedită.

3 – În legătură cu analizele efectuate pe probe monominerale de muscovit și biotit din pegmatite, se pot face următoarele observații:

- cantitatea de apă extrasă din muscovite este superioară celei extrase din biotite (între 3,24 și 4,12 % pentru muscovite, și între 1,04 și 2,99 % pentru biotite);

- se remarcă o îmbogățire în deuteriu a biotitelor față de muscovite;

- în cazul pegmatitului de pe V. Scăricele, temperatura de echilibrare izotopică obținută pentru perechea biotit-muscovit (391°C), considerăm că este inferioară peak-ului metamorfic, diferența datorându-se fracționărilor izotopice ce s-au produs între cele două minerale, ulterior formării lor. Pentru blocul pegmatitic de pe V. Cormaia, nu s-a obținut o temperatură plauzibilă (valoare negativă), dovedindu-se

phenomenon occurs only in the immediate vicinity of the Neogene magmatic structure, that implies a restricted circulation of fluids;

- there is little published information on the D/H ratios of metamorphic minerals, but utilising what is available, together with our determinations on pegmatites, we can generalise that there are regularities in the deuterium distribution among different rock-forming minerals reflected in systematic trends of the δD values. Thus, metamorphic biotites are richer in D than coexisting muscovites (Table);

- use of the mica – water calibration equations of Suzuoki and Epstein (1976) typically gives geologically unreasonable temperatures of formation of mineral assemblages (e.g., pegmatites). This would be caused by subsequent isotopic fractionation occurred after formation, or it can be an evidence of isotopic disequilibrium in the assemblage. At present, it is not readily obvious which of the above possibilities we should choose:

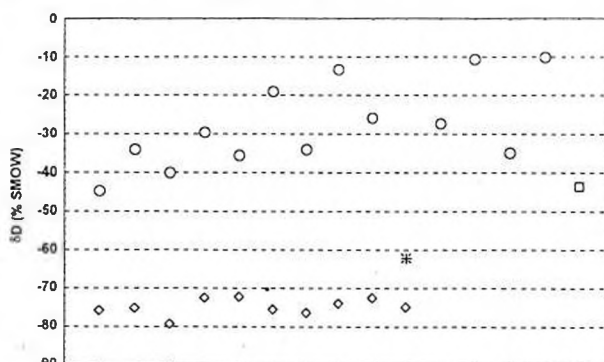


Fig. – Variation of deuterium content in different types of waters (Rodna Massif.) o - water from metamorphic rocks; * - water from magmatic structure - V. Băilor; □ - water from drill - V. Mare (Blaga, in press); ◇ - free waters (surface water, mineral springs) - South of Rodna Massif (Blaga, in press)

A detailed knowledge of the conditions of the natural isotopic variation implies the establishment of an "isotopic map" of all metamorphic formations and magmatic structures, using combined oxygen and hydrogen data.

dezechilibrul izotopic dintre cele două minerale studiate. Considerăm că acest dezechilibru s-a produs ulterior formării mineralelor, prin reacții de schimb izotopic cu faze ambiente de natură exogenă.

4 – În cazul probei P16 (șist biotitic), s-a obținut o valoare apropiată de cea a biotitelor din pegmatite, fapt ce ne îndreptățește să afirmăm că conținutul în deuteriu este diferit de la un mineral la altul, dar că fiecare mineral în parte are propriul domeniu de variație.

5 – Valoarea cea mai scăzută a concentrației în deuteriu s-a obținut în cazul probei P3 (micașist cu granat și staurolit, Rb_3 neretromorfozat). Explicația se găsește în dependența factorilor de fracționare izotopică de temperatură, care face ca apele implicate în metamorfismul de temperatură ridicată să aibă valori δD mai mici decât cele implicate în metamorfismul de temperatură scăzută.

6 – Valoarea obținută pentru proba P20 (gnais cuarțifer corneificat la contactul cu un corp dioritic (V. Băilor)), dovedind un conținut destul de ridicat de deuteriu, este interpretată ca o îmbogățire sub influența termică a corpului magmatic (proba P25). Făcând o paralelă între această valoare, obținută pentru o probă prelevată exact de la contactul cu un corp magmatic, și valoarea obținută pentru proba P3, aflată la o oarecare distanță (500 m) de același corp magmatic, ne putem considera îndreptățiți să afirmăm că punerea în loc a acestui corp magmatic s-a caracterizat printr-o implicare redusă a fluidelor. Aceeași interpretare, a lipsei efectelor izotopice datorate circulației reduse a fluidelor legate de punerea în loc a corpurilor magmatice, poate fi dată și valorii obținute pentru proba P7.

În zona studiată de noi (Masivul Rodnei), chiar dacă s-au pus în evidență diferențe în compoziția izotopică a hidrogenului din apa extrasă și chiar dacă acestor diferențe li s-a dat o explicație, totuși nu se poate face în acest stadiu, o caracterizare sau o delimitare a fluidelor implicate în diferitele momente de metamorfism sau prin punerea în loc a magmatitelor neogene. În mod firesc, pentru a realiza o astfel de sistematizare este necesară extinderea bazei de date: mărirea numărului de probe analizate, dublarea măsurărilor de deuteriu cu cele privind raportul $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ pentru caracterizarea totală din punct de vedere izotopic a moleculelor de apă, analize izotopice pe cât mai multe tipuri de minerale care să permită extinderea studiilor privind minerale și dintre acestea și fazele ambiente, studierea diferitelor corelații dintre compoziția chimică și compoziția izotopică.



CONSIDERAȚII DE ORDIN STRUCTURAL ȘI METALOGENETIC CU PRIVIRE LA ZONA DORNA-DÂRMOXA-BILBOR STRUCTURAL AND METALLOGENETIC STUDY OF DORNA-DÂRMOXA-BILBOR REGION

M. MUNTEANU, AL. VODĂ

Regiunea Dorna - Dârmoxa - Bilbor este situată la limita vestică a părții centrale a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. Zona cristalino-mezozoică are o alcătuire tectonică în pânze de șariaj alpine și prealpine (Balintoni, 1981, Săndulescu 1981, Balintoni et al., 1983) (Fig. A).

În zona Dorna - Dârmoxa - Bilbor, structurile cele mai profunde - pânzele infrabucovinice (pânza de Borcut - Ulm (Vodă și Vodă, 1981), în poziție inferioară și pânza de Iacobi (Bercia și Bercia, 1970), în poziție superioară) apar la zi în fereastra tectonică Iacobi (Fig. B), datorită unei boltiri de tip antiformală cu orientarea axială nord-sud. Spre est, structura coboară, făcând să se păstreze formațiunile metamorfice din pânzele sub-bucovinice și bucovinice. Cea mai mare parte a zonei studiate a fost împinsă spre est față de teritoriile adiacente, datorită faliei de decroșare a Crucii, în partea de nord, și a decroșării Păltiniș - Dârmoxa, în partea de sud (Vodă, 1996).

Pe conturul părții de est a ferestrei tectonice Iacobi, între Pârâul Rusului și satul Păltiniș, a fost delimitată o nouă arie de aflorare a seriei de Negrișoara, corespunzând, ca poziție tectonică și ca fond litologic, lamei de șariaj Chirileni (Balintoni și Gheuca, 1982). Rocile seriei de Negrișoara din această zonă au aceeași alcătuire cu rocile seriei de Negrișoara din zonele în care prezența acesteia era cunoscută (pe pâraiele: Bărnărel, Barnar, Negrișoara, Căboia, Arin și Pârâul Roșu) și se deosebesc de acestea printr-un facies milonitic pronunțat. Seria de Negrișoara dintre Pârâul Rusului și Păltiniș este similară, prin poziție tectonică și prin litologie cu seria de Argeșu (Bercia și Bercia 1970) separată tot pe conturul ferestrei Iacobi, la nord de Vatra Dornei. Acest fapt ar sugera echivalarea seriei de Argeșu, cel puțin în parte, cu seria de Negrișoara (Munteanu et al., 1997a).

La sud de Pârâul Rusului, structura formațiunilor infrabucovinice este complicată de existența unor lame de șariaj formate din părți ale seriilor de Tulgheș și de Negrișoara din pânza sub-bucovinică, intercalate între lame de șariaj formate din roci ale seriei de Bretila din pânza infrabucovinică de Iacobi.

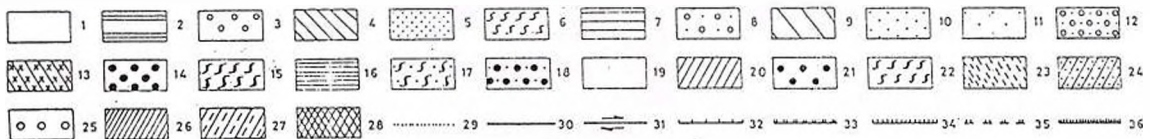
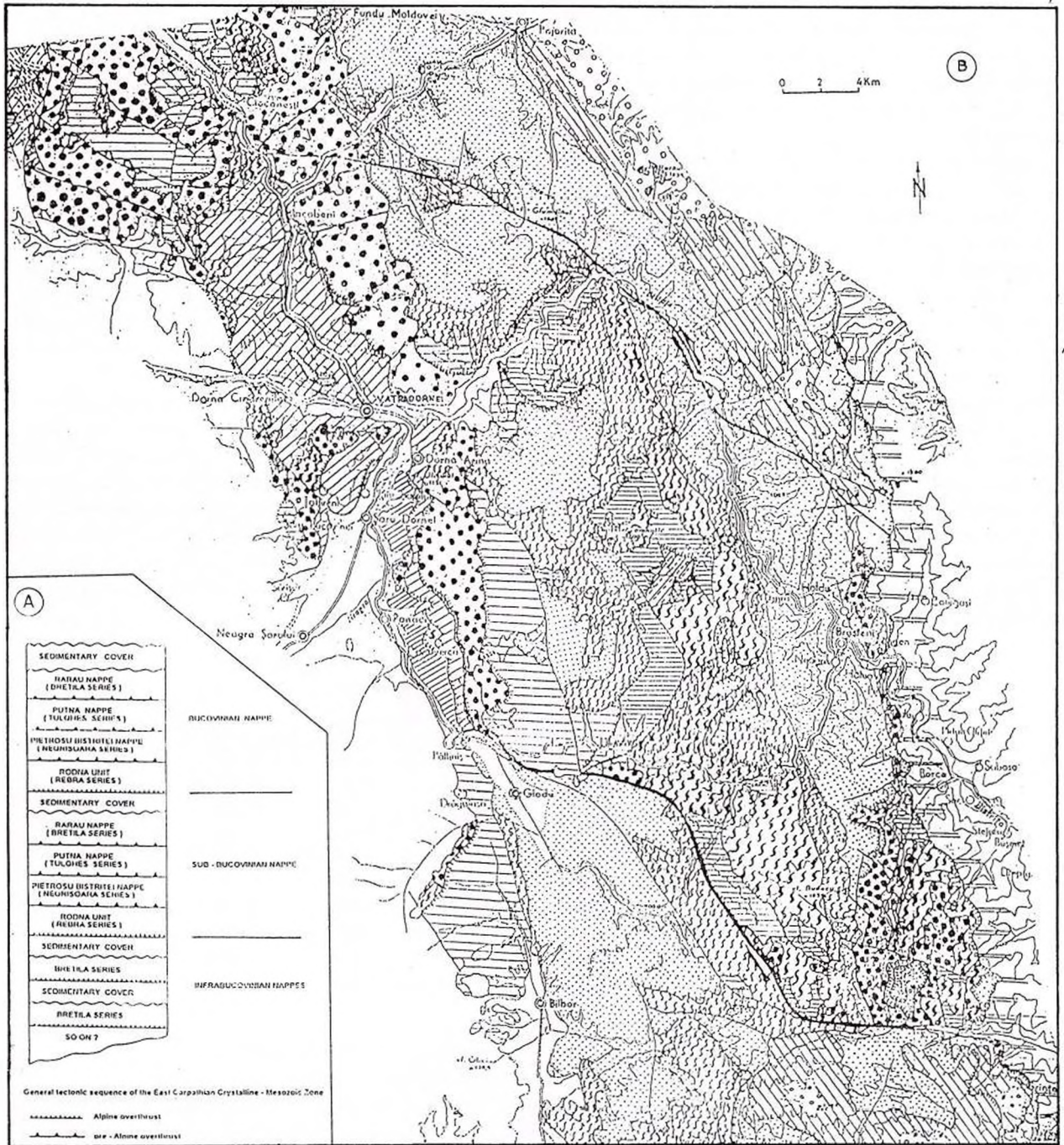
Dorna - Dârmoxa - Bilbor region is located at the western border of the middle part of the East Carpathian Crystalline Mesozoic Zone. The Crystalline - Mesozoic Zone has a complex structure, with Alpine and pre-Alpine thrust nappes (Balintoni, 1981; Săndulescu et al., 1981; Balintoni et al., 1983), showed, in a simplified form, in Figura A.

In Dorna-Dârmoxa-Bilbor region, the deepest structural units - the lower Infrabucovinian Borcut-Ulm Nappe (Vodă and Vodă, 1981) and the upper Infrabucovinian Iacobi Nappe (Bercia and Bercia, 1970) - crop out in the Iacobi Nappe Window due to an antiform with a north-south axial strike (Fig. B). To the east, the structure is lowered, making possible the preservation of the Sub-Bucovinian and Bucovinian formations. Most of the studied zone has been pushed to the east with respect to the neighbouring territories, due to the Crucea strike-slip fault, to the north, and to the Păltiniș - Dârmoxa strike-slip fault, to the south (Vodă, 1996).

Along the eastern border of the Iacobi Nappe Window, between Pârâul Rusului creek and Păltiniș village, a new outcropping area of the Negrișoara Series has been outlined. From the tectonic and lithological points of view it corresponds to the Chirileni Thrust Blade (Balintoni and Gheuca, 1982). The rocks of the Negrișoara Series from this area have the same features as the rocks of the Negrișoara Series from the areas where its presence has been known (on the Barnar, Bărnărel, Negrișoara, Căboia, Arin and Pârâul Roșu creeks). The Negrișoara Series from this new outcropping area shows an extreme mylonitic facies. By its tectonic setting and lithological features it is quite similar to the Argeșu Series (Bercia and Bercia, 1970), separated on the border of the Iacobi Nappe Window, too, north of Vatra Dornei. This similarity suggests that Argeșu Series may be assigned, partly at least, to the Negrișoara Series (Munteanu et al., 1997a).

South of Pârâul Rusului creek, the structure of the Infrabucovinian formations has an increased complexity due to several thrust blades built up by Sub-Bucovinian Tulgheș Series or/and Negrișoara Series,





Din punct de vedere metalogenetic, regiunea Dorna-Dărmoxa-Bilbor este dominată de prezența acumulărilor de mangan din formațiunea grafitoasă (Tg2) a seriei de Tulgheș din pâna sub-bucovinică. Aproape toate acumulările manganifere sunt cantonate în cuarțite negre (pe Pârâul Roșu; la cariera Terezia; la Dealul Rusului; pe pârâul Sihăstria; în zona Ciutacu-Răcila), doar zăcămintul Sarișor aflându-se în șisturi carbonatice.

Zăcămintul Dealul Rusului este acumularea manganiferă cu cele mai mari rezerve de pe cuprinsul Carpaților Orientali. Mineralizația de mangan de aici este de tip carbonato-silicatic. În câmpul minier Dealul Rusului au fost conturate peste o sută de corpuri de minereu, de formă lenticulară, cu dimensiuni ce pot să depășească 100m.

Compoziții majore ai rocilor manganifere se corelează în mod diferit de la un corp de minereu la altul (Tab.), fapt care poate fi pus pe seama unui aport metalogenetic primar diferit pentru fiecare corp de minereu în parte. Zonele de influență ale factorilor care au condiționat formarea fiecărui corp de minereu s-au întrepătruns, făcând ca mineralizația să aibă un caracter aproape continuu, cu conținuturi de 2 - 10 %, creșterea locală a conținutului de mangan (care poate să depășească 30%) conturând corpurile de minereu exploatabile (Munteanu et al., 1997 b).

intercalated between thrust blades built up by the Bretila Series of the Infrabucovinian Iacobi Nappe.

The metallogenetic standpoint, in the Dorna - Dărmoxa - Bilbor region, the occurrences of the manganese accumulations from the graphitic formation (Tg2) of the Sub-Bucovinian Tulgheș Series are the most important. Almost all the manganese mineralizations are hosted by black quartzites (Pârâul Roșu creek; Terezia quarry; Dealul Rusului mine; Sihăstria creek; Ciutacu - Răcila area), only the Sarișor deposit being hosted by carbonate-schists.

Among the East Carpathian manganese deposits, Dealul Rusului deposit contains the greatest reserves. The manganese mineralization consists of carbonates and silicates. In the Dealul Rusului mining field, more than one hundred orebodies, lenticular in shape, have been found. They have commonly tens of meters, but sometimes their size is more than 100 m.

The major components of the manganese rocks correlate differently from one orebody to another (Tab.). This feature may be a consequence of a different primary material for each orebody. The influence of the factors that conditioned the deposition of each orebody has gradually decreased with distance farther from the orebodies, generating economically unimportant mineralized areas which interfered with one another.

Table - Correlation coefficient for major components in ore samples from individual orebodies, Dealul Rusului deposit

r	L12(n=32)	L9(n=28)	L15(n=33)	L2(n=44)	L3(n=20)
Mn/Fe	-0.612	-0.471	-0.415	-0.109	-0.273
Mn/SiO ₂	-0.511	-0.318	-0.503	-0.583	-0.687
Mn/P	-0.497	-0.429	-0.367	-0.237	-0.410
Mn/S	-0.602	-0.549	-0.364	0.010	-0.317
Fe/SiO ₂	-0.140	-0.180	-0.347	-0.550	-0.409
Fe/P	0.832	0.622	0.683	0.656	0.909
Fe/S	0.534	0.065	0.602	0.080	-0.038
P/SiO ₂	-0.136	-0.421	-0.139	-0.282	-0.152
P/S	0.385	0.118	0.467	-0.142	0.247
S/SiO ₂	0.310	0.084	-0.091	-0.123	0.159

Fig. - A. Sequence of Alpine and pre-Alpine Nappes from the East Carpathian Crystalline Mesozoic Zone.

B. Structural map of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone between Ciocănești and Grințieș

1, post-tectonic cover, Neogene volcanics, Quaternary formations. External Dacides; 2, Cehlaș Nappes - Sinaia. Middle Dacides (Central-East-Carpathian Nappes). Bucovinian Nappes: 3, Bucovinian sedimentary series; 4, pre-Alpine Rarău Nappes - Bretila Series; 5, pre-Alpine Putna Nappes - Tulgheș Series; 6, pre-Alpine Pietrosu Bistriței Nappes - Negrișoara Series; 7, pre-Alpine Rodna Unit - Rebra Series. Tarnița Frontal Digitation: 8, Tarnița - type sedimentary sequence; 9, pre-Alpine Rarău Nappes - Bretila Series; 10, pre-Alpine Putna Nappes - Tulgheș Series. Grebin Frontal Digitation: 11, Tulgheș Series. Sub-Bucovinian Nappes; 12, Sub-Bucovinian sedimentary series; 13, pre-Alpine Rarău Nappes - Bretila Series; 14, pre-Alpine Putna Nappes - Tulgheș Series; 15, pre-Alpine Pietrosu Bistriței Nappes - Negrișoara Series; 16, pre-Alpine Rodna Unit - Rebra Series. Upper Sub-Bucovinian digitation; 17, Sveiteria Digitation - Negrișoara Series; 18, Dadu - Oita Digitation - Tulgheș Series. Infrabucovinian Nappes: Iacobi Nappes: 19, Iacobi sedimentary series; 20, Bretila Series; 21, Tulgheș Series; 22, Negrișoara Series; Rusaia Nappes: Rusaia Series; 24, Bretila Series. Borcut - Ulm Nappes; 25, Permian sedimentary formations; 26, Bretila Series. Arșița Barnarului Nappes: 27, Bretila Series. Transylvanides: 28, Perșani transylvanian Nappes. Other symbol: 29, Normal geological limit; 30, unconformable limit; 31, strike-slip fault; 32, thrust; 33, reverse thrust; 34, pre-Alpine overthrust; 35, supposed overthrust; 36, Alpine overthrust.



În zăcămintul Dealul Rusului se pot observa, în toată zona mineralizată, efectele unor procese de tip metasomatic, în urma cărora silicații au fost înlocuiți prin carbonați, iar carbonații și silicații au fost substituiți prin pirită și pirotină. Aceste transformări afectează mineralele de temperatură joasă (dannemunitul, stilpnomelanul, spessartinul), ceea ce sugerează caracterul lor prograd.

La Șaru Dornei, în gnaisele seriei de Bretila din pânda infrabucovinică de Borcut-Ulm a fost pusă în evidență o mineralizație de sulfuri polimetalice de tip shear-zone care apare la zi în albia Negrei Șarului și care a fost interceptată și prin foraje.

La sud de Vatra Dornei, există o ocurență de baritină în gnaisele seriei de Bretila din pânda infrabucovinică de Iacobeni. Baritina prezintă caracterele unei mineralizații epigenetice și apare în apropierea unei falii normale.

Acumulările de talc, majoritatea aflate în rocile carbonatice ale seriei de Rebra din zona planului de șariaj al pânzei bucovinice au fost considerate ca fiind produse ale unui metamorfism de forfecare (Vodă și Vodă, 1991).

The result is an almost continuously mineralized area, with 2-10 % Mn, the local increase of the Mn content (which may be higher than 30%) giving birth to the orebodies (Munteanu et al., 1997b).

In the Dealul Rusului deposit evidence for metasomatic-type processes can be observed throughout the mineralized zone. Such processes have led to the replacement of the silicates by carbonates and the substitution of the carbonates and silicates by pyrite and pyrrhotite. These transformations affect the low-temperature silicates (dannemorite, stilpnomelane, spessartine) therefore they were, most probably, the result of prograde reactions.

In Șaru Dornei village, in the gneisses of the Bretila Series of the Infrabucovinian Borcut-Ulm Nappe, a shear zone-type polymetallic sulfide mineralization has been found. The mineralization crops out in the river bed of Neagra Șarului creek and has been intercepted by drillings, too.

South of Vatra Dornei, on the Gura Negrii - Vârful Dieci ridge, a baryte occurrence has been found, hosted by the gneisses of the Bretila Series from the Infrabucovinian Iacobeni Nappe. The baryte seems to be epigenetic and occurs in the proximity of a normal fault.

The accumulations of talc which occur mostly in the carbonate rocks of the Rebra Series, along the overthrust plane of the Bucovinian Nappe, have been considered as products of a shear metamorphism (Vodă and Vodă, 1991).

References

- Balintoni, I. 1981 The importance of Ditrau alkaline massif emplacement moment for the dating of the basement overthrusts in the Eastern Carpathians. *Rev. Roum. geol. geophys. geogr., (Geol)*, 25, p. 89 - 94, București
- , Gheuca I. 1982 - Structura și litostratigrafia sectorului vestic al cristalinului Bistriței, între Dorna Arini și Drăgoiasa (Carpații Orientali). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII / 5 (1979-1980), p. 15 - 16, București.
- , Gheuca, I., Vodă, A. 1983 Alpine and Hercynian Overthrust Nappes from the East Carpathian Crystalline - Mesozoic Zone. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, p. 15-22, București
- Bercia, I., Bercia, E. 1970 Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei - Iacobeni. *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, p. 7 - 49, București
- Munteanu, M., Ciuperca, C., Stafie, T., Trandafir, V., Abacioaie, C. 1997a The geology of the metamorphic formations around Panaci and Dealul Rusului - Implication for the eastern border of Iacobeni - Vatra Dornei Nappe Window, Bistriței Mountains, East Carpathians. *Analele Univ. "Al. I. Cuza", Iași* (in print)
- , Simionescu, C., Stafie, T., Ciuperca, C., Cărciumaru, E., Trandafir, V., Airinei, D., Cristea, C., Iordachita, R. I., Saptefrati, G. 1997b- New data about the Dealul Rusului manganese deposit. *Analele Univ. "Al. I. Cuza", Iași* (in print)
- Săndulescu, M., Krautner, H.G., Balintoni, I., Russo - Săndulescu, D., Micu, M. 1981 The structure of the East - Carpathians (Moldavia - Maramureș Area). *Carp-Balk, Geol. Assoc XII Congr. (Guide Exc. B1)*, 92p. București
- Vodă, A. 1996 Falia de decroșare Grinties - Valea Seaca - Dârmoxa - Paltiniș (Carpații Orientali) *Analele Univ. "Al. I. Cuza" Iași*, (in print)
- , Vodă, D. 1981 Date noi asupra litostratigrafiei și structurii geologice a regiunii dintre pâraul Dorna și paraul Neagra Șarului (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geof.*, LXVI / 5 (1979), p. 147 - 155, București
- , Vodă D. 1991 Mineralizațiile de talc și tectonica regiunii Barnar - Dârmoxa (Carpații Orientali). *Analele Univ. "Al. I. Cuza" Iași*, vol. III, p. 221 - 228, Iași



**ESTIMAREA PARAMETRILOR FIZICI ȘI CHIMICI DE FORMARE A
MINERALIZAȚIILOR POLIMETALICE AURIFERE DIN STRUCTURA
BAIA DE ARIEȘ, MUNTII METALIFERI**
**THE ESTIMATION OF THE PHYSICAL AND CHEMICAL PARAMETERS
OF POLYMETALLIC-AURIFEROUS ORE FORMATION IN THE BAIA DE
ARIEȘ STRUCTURE, METALIFERI MOUNTAINS**

L. NEDELCU, E. ROȘU, S. ANASTASIE, L. ROBU, A. ȘTEFAN, C. COSTEA, M. CIULAVU,
S. IAMANDEI, E. IAMANDEI, C. UDRESCU, I. VANGHELIE

Mineralizațiile aurifere și polimetalice de la Baia de Arieș sunt în strânsă legătură spațială și genetică cu structurile de breccii intrusive, dezvoltate la periferia unor corpuri subvulcanice superficiale de andezite cu hornblendă și biotit, în general, afectate hidrotermal (sericitizate, argilizate) (Cochet, 1957; Ghițulescu et al, 1979, 1979a; Ghițulescu, Sprinceană, 1983). Distribuția spațială a corpurilor de breccii relevă gruparea lor în două structuri importante: structura Afiniș, auriferă, și structura Valea Lacului, polimetalică. În prezent sunt accesibile în subteran, la diferite nivele, corpurile de breccii Afiniș, stock-urile 2,4,5, Franz, AVBR, coș Mihai, unele filoane din sistemele Ion și Paul, mineralizația polimetalică Valea Lacului Nord.

Studiul structural și petrografic al acestor breccii a fost recent realizat de Ștefan et al (1996).

Procese hidrotermale desfășurate în cadrul structurii Baia de Arieș, deși aparent sensibil diferite la nivelul corpurilor sau a zonelor Afiniș și Valea Lacului, prezintă caractere generale asemănătoare și un trend comun.

În vederea estimării parametrilor fizici și chimici, care au controlat procesele hidrotermale de transport și depunere a mineralizațiilor polimetalice și aurifere din structura Baia de Arieș, au fost utilizate tendințele morfologice ale piritei, studiul mineralogic (relațiile dintre fazele minerale), studiul microincluziunilor minerale din pirită, elemente minore din pirită și sfalerit, analize cantitative SEM-EDAX pe granule de sfalerit, studiul RX al mineralelor argiloase.

Evoluția acestor procese s-ar fi desfășurat probabil în două stadii principale, corespunzătoare în mare măsură formării mineralizației polimetalice, respectiv aurifere (Fig.)

Începutul stadiului I este marcat de formarea coloanelor de breccii, cu spații permeabile, de către fluide supracritice ($T > 600^{\circ}\text{C}$) după modelul sugerat de Burnham (1985). Ca urmare a acestor procese a avut loc acumularea și ascensiunea unor fluide de tempe-

Gold-bearing and polymetallic mineralisations at Baia de Arieș are closely spatially and genetically related to intrusive breccia structures developed at the margin of some shallow subvolcanic bodies of hornblende and biotite bearing andesites, generally affected by hydrometasomatism (sericitized, cloritized, carbonated, argillized) (Cochet, 1957; Ghițulescu et al, 1979, 1979a; Ghițulescu, Sprinceană, 1983). There are two important breccia body structures, taking into account their spatial distribution: the Afiniș auriferous structure and the Valea Lacului polymetallic structure. Nowadays, at the different mine levels only some breccia bodies are accessible, as follows: Afiniș, stockworks 2,4, 5, Frantz, AVBR, Mihai pipe, some veins of Ion and Paul vein systems and the Valea Lacului polymetallic mineralization as well.

A recent structural and petrogenetic study of these breccias has been performed by Ștefan et al (1996).

Despite of little differences existing in the hydrothermal processes developed both on scale of breccia bodies, and of the Afiniș and Valea Lacului zones, these processes present general similar characters and a common trend.

In order to estimate the physical and chemical parameters of the hydrothermal processes responsible for the base metal and gold transport and deposition in the Baia de Arieș structure, the following researches have been performed: pyrite morphological trends, mineralogical study (mineral phase relationships), micro-mineral inclusions contained in pyrite, trace elements in pyrite and sphalerite, SEM-EDAX quantitative analyses of sphalerite grains, X-ray clay mineral data.

The evolution of these processes would probably be developed in two main stages corresponding, to a great extent, to the polymetallic and gold mineralization phase respectively (Figure)

The first stage starts by breccia columns formation, related to supercritical fluid evolution ($T > 600^{\circ}\text{C}$), ac-



ratură ridicată, bogate în K, care au produs un intens metasomatism potasic (sericitizare, muscovitizare) al rocilor din spațiul coloanelor de breccii și subordonat în zonele adiacente. Fluidele respective au avut caracterul unor soluții bogate în cloruri (K, Fe, etc.). Prezența, în acest context a asociațiilor de neominerale predominant potasice relevă, conform determinărilor mineralogice, un domeniu al valorilor pH-ului cuprins între 3-6 (Crerar, Barnes, 1978) cu menținerea ionului K^+ în soluție, precum și în evoluția ulterioară a fluidelor, respectiv în stadiul depunerii secvenței aurifere. Totodată este posibilă și prezența în soluție a anionului $(PO_4)^{3-}$, care este responsabil de formarea în acest stadiu a apatitului.

Odată cu creșterea concentrației H_2S în soluție are loc depunerea sulfurilor de fier.

Procesul continuă cu parametri fizico-chimici relativ apropiați ($T=350-400^\circ C$, $pH=3-5$) favorizând în condițiile unui control litogeochimic (breccii pe fond calcaros), o depunere abundentă a sulfurilor de zinc și plumb (Hemley, Hunt, 1992) în zona Valea Lacului față de zona brecciilor aurifere de la Afiniș. În acest moment depozitional compoziția fluidelor hidrotermale în cele două zone era relativ similară, argumente fiind spectrele geochemice și corelațiile dintre elementele minore conținute în pirită.

Estimarea acestor parametri are la baza următoarele:

a) tendințele morfologice ale pirităi, care indică un domeniu de temperatură ridicată și suprasaturație medie a fluidului hidrotermal ($SM-TH$);

b) determinările geotermometrice pe baza fracționării elementelor minore și a izotopilor sulfului din sulfuri cogenetice, utilizând datele primare oferite de Lazăr et al (1978, 1983), Roșu et al (1993) și recalculate după formula lui Gheletii et al (1979), care ar indica temperaturi cuprinse între $350-390^\circ C$, în cazul elementelor minore și $430^\circ C$, pe baza izotopilor sulfului;

c) evidențierea unor neomogenități compoziționale ale sfaleritului, reflectând fluctuații ale parametrilor fizico-chimici ai sistemului hidrotermal (concentrații, fugacități, presiuni etc.);

d) prezența unor microcavități cu incluziuni fluide în pirită, dispuse zonal, care ar indica un regim fluctuant al presiunii sistemului în timpul creșterii cristalelor de pirită.

Stadiul II este caracterizat de următoarele procese:

1) Deschiderea cvasitotală a sistemului determinată de o destindere adiabatică puternică, urmată de o perioadă de reechilibrare a condițiilor fizico-chimice pe fondul unui hiatus depozitional (Zn și Pb fiind eliminate din sistem prin depunerea masivă în stadiul anterior) și de o scădere graduală a temperaturii. Această răcire este semnalată de frecvența crescută a formelor

concordant cu Burnham's model (1985). As a result of these processes the accumulation and ascension of some high temperature K-rich fluids took place. They produced a high potassic metamorphism (sericitization, muscovitization) of the breccia column rocks and of the surrounding rocks subordinately. The respective fluids had a chloride (K, Fe, etc.)-rich character. The presence, in this context, of the prevalent potassic neomineral associations requires, according to mineralogical determinations, a domain of pH values ranging between 3 and 6 (Crerar, Barnes, 1976), permitting to the K^+ ion maintaining in solution, as well as in the subsequent fluid evolution, in the stage of the gold sequence deposition, respectively. It is also possible the presence of the $(PO_4)^{3-}$ anion in solution, that is responsible for apatite formation in this stage. Concomitantly with the increasing of the H_2S in solution, the deposition of the iron sulfides takes place. The process is continuing relatively at the same physico-chemical parameters ($T=350-400^\circ C$, $pH=3-6$) favouring, under a lithogeochemical control (breccias on the calcareous rocks), an abundant deposition of the zinc and lead sulphides (Hemley, Hunt, 1992) at Valea Lacului zone comparatively with the Afiniș auriferous breccia zone. At this depositional moment the composition of the hydrothermal fluids in the both zones was relatively similar argued by the geochemical spectra, and the correlations among the trace elements of pyrite.

The estimation of these parameters is based on following data:

a) pyrite morphologic trends showing a high temperature-moderate supersaturation domain of the hydrothermal fluid ($SM-TH$);

b) the geothermometric determinations on the basis of the trace elements and sulphur isotopes fractionation data from cogenetic sulphides (Lazăr et al., 1978, 1983; Roșu et al., 1993) recalculated according to Gheletii et al. (1979) recording the temperatures ranging between $350^\circ C$ and $390^\circ C$ for the trace elements, and $430^\circ C$ for the sulphur isotopes;

c) some sphalerite compositional inhomogenities, reflecting fluctuations of the physico-chemical parameters of the hydrothermal system (concentrations, fugacities, pressures, etc.)

d) the presence of some microcavities with fluid inclusions zonally disposed in pyrites, that would indicate a fluctuant regim of the system pressure during the pyrite crystal growth.

The second stage is characterized by following processes:

1) The quasitotal opening of the system, determined by a strong adiabatic detente, followed by a re-equilibration period of the physico-chemical conditions, accompanied by a depositional hiatus (Zn and



Schema generala - ipotetica a proceselor hidrotermale din structura Baia de Arieş
Hypothetical general scheme of the hydrothermal processes of Baia de Arieş structure

Stage	Process	Process evolution	Physico-chemical characteristics of the depositional domain	Pyrite morphologic trends	Supersaturation - temperature domains (S-T)	Physico-chemical factors Transport Deposition	Potassic metasomatism evolution	Mineralization deposition sequences
II	- Fissurings - Fillings - Gold sequence deposition	Au - Ag - Tc ↓ Cooling	T1 - significant contents Au, Ag telurides Free gold		$T_L \sim 100^\circ\text{C}$			Au - Ag - Tc
		AS - Au	aspy - abundant deposition py2 - zoned sometimes (Cu, As)	C - P	$S_M - T_L$ $T_L \sim 200^\circ\text{C}$	pH ~ 7 fO ₂ variation AS ₂ S ₃ AS ₂ S ₄ complexes pressure variation		Au
	Boiling System opening and re-equilibration							Mineralization hiatus
I	Rapid deposition of sulphides	Zn - Pb (±Cu)	sd sph {zoned (Fe fluct.) +/- cpy (Cu fluct.) lithological control (limestones)}	C-O-P C-O-P-(bkl)	$S_M - T_H$ $T_H \sim 350 - 400^\circ\text{C}$	pH = 3-6 pressure variation		Zn, Pb (Cu)
	Boiling Recurrent brecciations							
	Potassic metasomatism (sericite-muscovite)	K	py1 - associated with K, Fe chlorides and apatite		$S_M - T_H$ $T_H \sim 400^\circ\text{C}$	pH = 3.5-6 chlorides (PO ₄) ³⁻		
	Breccia bodies formation	Supercritical fluids						

Abbreviations : ap - apatite, aspy - arsenopyrite, mv - muscovite, py - pyrite, sd - siderite, sph - sphalerite, ser - sericite

C - cube, O - octahedron, P - pentagonal dodecahedron, {bkl} forms

S - supersaturation, T - temperature, L - low, M - moderate, H - high

de dodecaedru pentagonal (P) ale piritei fapt care ar reflecta un domeniu de tranziție de la temperaturi ridicate la temperaturi scăzute, cu menținerea unei suprasaturării medii în metale a fluidului hidrotermal (S_M-T_R/S_M-T_S).

Producerea unei noi destinderi adiabatice însoțită de boiling, fisurări, colmatări și depunerea secvenței aurifere sub formă de pelicule, cruste bogate în arsenopirită și aur, pe planele de fisurare discretă, dezvoltate în spațiul corpurilor de breccii metasomatizate potasic încă în cursul stadiului I.

Menținerea și în acest stadiu a condițiilor domeniului de stabilitate a mineralelor bogate în K (sericit, muscovit) reclamă un pH cu valori în jur de 7, domeniu care ar sugera transportul aurului sub forma complexilor de tipul AsS_2^- sau $As_2S_4^{2-}$ (Seward, 1984).

În această situație depunerea arsenopiritei apare ca efect în principal al variației fO_2 (Heinrich, Eadington, 1986). Afinitatea geochemică a Sb și Cu pentru As, evidențiată și de coeficienții de corelație ridicați dintre aceștia, explică și asocierea cu secvența auriferă a sulfosărilor din seria tetraedrit-tennantit.

Întregul proces este controlat atât structural (existența corpurilor de breccii), cât și geochemic (prezența As în soluție sub forma de complecși tio).

Pe fondul eliminării As din sistem, datorită depunerii masive a arsenopiritei, a unor destinderi adiabatice repetate, a răcirii soluțiilor până la temperatura de aproximativ $100^{\circ}C$ (conținut ridicat în Tl al piritei), precum și a unei fugacități variabile a oxigenului, are loc depunerea Au nativ și a telururilor de Au și Ag.

Cu aceasta se încheie de fapt și secvența auriferă din stadiul II de mineralizare propriu zonei Afișiș.

Pb being removed from system by bulky massive deposition in the previous stage), and by a gradual decreasing of the temperature. This cooling pointed out by the frequency increasing of the pentagonal dodecahedron forms (P) of pyrite, reflects in fact a transitional domain from the high to low temperatures, at a moderate metal supersaturation of the hydrothermal fluid (S_M-T_H / S_M-T_L).

2) A new adiabatic detente accompanied by boiling, fissuring, filling and the gold sequence deposition as films, crusts rich in arsenopyrite and gold. These ones are developed on the fissuring discret planes, developed on the breccia bodies, potassic metasomatized even during the first stage. In this stage, the conditions of the stability field of the K-rich minerals (sericite, muscovite) are also maintained, requiring a pH in the near neutral region, domain suggesting the gold transport as AsS_2^- and $As_2S_4^{2-}$ type complexes (Seward, 1984). In this case, arsenopyrite deposition mainly appears as a result of the fO_2 variation (Heinrich, Eadington, 1986). Geochemical affinity of Sb and Cu for As, emphasized also by their high correlation coefficients, explains why the sulphosalts of tetraedrite-tennantite series are associated with the gold sequence. The whole process is controlled by both structural (the existence of breccia bodies) and geochemical (the presence of the As in solution as tio complexes) conditions.

Because of As elimination from the system, of massive deposition of the arsenopyrite, of repeated adiabatic detentes, of cooling of the solutions till about $100^{\circ}C$ (high content of Tl in pyrite), as well as of variable oxygen fugacity, the native gold and Au, Ag telurides deposition takes place. These marked, in fact, the end of the gold sequence of the second mineralization stage, peculiar to the Afișiș zone.

Selected references

- Burnham C.W. (1985) Energy release in subvolcanic environments; implications for breccia formations. *Econ. Geol.*, 80, 6, p. 1515-1522.
- Crerar D.A., Barnes H.L. (1976) Ore solution chemistry V. Solubilities of chalcopyrite and chalcocite Assemblage in Hydrothermal solution at 200 to $350^{\circ}C$. *Econ. Geol.*, 71, 4, p. 772-794.
- Geletii V.F., Cernisev L.V., Pastuskova T.M. (1979) Raspredelenie kadmia i marganta mejdy galenitom i sfaleritom. *Geologia Rudnih Mestorojdenii*, XXI, 6 izdatelstvo "Nauka", Moscova.
- Ghițulescu T.P., Pitulea G., Ghițulescu I. (1979) The role of the volcanic breccia pipes in the metallogenesis in the Baia de Arieș mining district. *Rev. Roum. Geol., Geofiz., Geogr., Geologie*, Tome 23/1, p. 3-13, București.
- Heinrich A.C., Eadington P.J. (1986) Thermodynamic Predictions of the Hydrothermal Chemistry of Arsenic, and Their Significance for the Paragenetic Sequence of Some Cassiterite-Arsenopyrite-Base Metal Sulfides Deposits. *Econ. Geol.*, 81, 3, p. 511-529.



- Hemley J.J. , Hunt P. J. (1992)** Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: II. Some General Geologic Applications. *Econ. Geol.*, 87, 1, p. 23-43.
- Seward T.M. (1984)** The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In Foster R. P., ed. *Gold 82*: Rotterdam, A.A. Balkema Pub., p. 165-181.
- Ștefan A., Roșu E., Nedelcu L., Udubașa G., Boștinescu S., Robu L., Paraschivoiu V., Iamandei S., Iamandei E., Alexe V., Stoian M., Anastase Ș., Costea C., Zămircă A. (1996)** Brezii intrusiv asociate magmatitelor alpine din România; implicații structurale și metalogenetice. Regiunile Bucium Izbita și Baia de Arieș. Arhiva IGR, București.

**MONITORIZAREA CÂMPULUI GEOMAGNETIC LA OBSERVATORUL
GEOFIZIC NAŢIONAL SURLARI – OBIECTIVE ŞI PRINCIPALE
REZULTATE OBTINUTE ÎN 1996**
**GEOMAGNETIC FIELD MONITORING AT THE SURLARI NATIONAL
GEOPHYSICAL OBSERVATORY – MAIN RESULTS IN 1996**

Andrei SOARE, Vladimir ŞTEFLEA, Gabriela CUCU, Carmen DUMITRESCU, Gheorghe MATEESCU

Din punct de vedere geomagnetic Observatorul Geofizic Surlari reprezintă, pe plan intern, un centru de referinţă pentru toate lucrările de cartare şi prospecţiune geomagnetică sau de metrologie şi metodologie cu o mare diversitate instrumentală; pe plan extern el se defineşte ca un nod al reţelei mondiale de urmărire permanentă a câmpului magnetic planetar sub toate aspectele lui fenomenologice.

Pe tot parcursul intervalului analizat, la O.G.N. Surlari şi la staţiile permanente Deva şi Dreptu s-au urmărit continuu toate modificările câmpului magnetic tranzitoriu printr-un sistem complex de înregistratoare analogice şi digitale.

Datele de observaţie au fost prelucrate, conform metodologiei recomandate de IAGA, Asociaţia Internaţională de Geomagnetism şi Aeronomie, pentru a fi aduse în stare de comparabilitate cu datele observatoarelor aparţinând reţelei mondiale de cercetare a câmpului geomagnetic planetar.

Prelucrările preliminare au constatat în medieri pe diferite eşantioane de timp, procedee de analiză spectrală, folosind programe specializate în studii statistice.

Acestea au pus în evidenţă principalele particularităţi locale ale câmpului geomagnetic tranzitoriu, separând cauzele interne de cele externe şi furnizând elementele necesare cercetărilor spaţio-temporale ale lucrărilor de prospecţiune sau de cartare magnetometrică pe teritoriul României.

Pentru anul analizat studiul variaţiei diurne solare S , S_q şi S_d de la Observatorul Surlari, comparativ cu staţiile Deva şi, parţial, cu staţia Dreptu, a relevat unele diferenţe de fază şi amplitudine între componentele câmpului înregistrat în cele trei staţii, accentuând oportunitatea utilizării datelor de la Deva în scopul aplicării corecţiilor necesare lucrărilor de cartare magnetică pentru partea de vest a ţării.

Studiul variaţiei seculare (VS) determinate la Observatorul Geofizic Surlari a căutat să separe şi să evidenţieze în spectrul VS componente cu perioade mai scurte, cuprinse între 3 şi 30 de ani. Intrucât

From the geomagnetical point of view, the Surlari National Geophysical Observatory represents, in our country, a reference centre for geomagnetical prospecting and for different sort of measuring with a wide range of equipment; in the international community it is a node of permanent surveying network which is studying the planetary geomagnetic field with all its phenomenological aspects.

During the analysed period, at the Surlari National Geophysical Observatory and at the permanent stations Deva and Dreptu the transient variations of the geomagnetic field have been recorded using analogue and digital equipment.

The data have been processed according to IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy) methodology and are fully compatible with the standard data from the observatories which belong to the international network.

The preliminary processing is represented by means at different time sampling and spectral analysis using specialised programs in statistics.

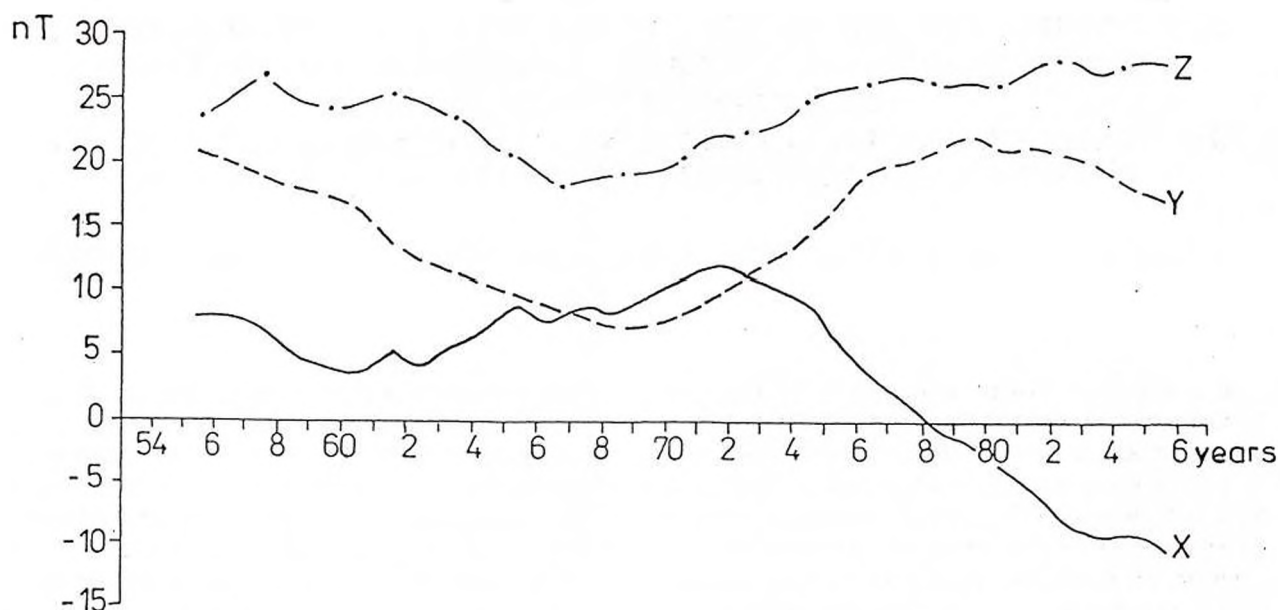
Some local characteristics of the transient geomagnetic field on these stations became evident and the separation of the internal and the external part was possible. The results consist also of the elements necessary for prospecting on the Romanian territory.

The comparative study of the solar daily variations S , S_q and S_d for the geomagnetic field components at the Surlari Observatory, Deva and Dreptu stations presents some phase and amplitude differences. That makes very important the using of Deva recordings for corrections of the magnetical prospecting data in the western part of Romania.

The study of secular variation (SV) at the Surlari Observatory tried to separate and to make evident in the spectrum the short time component (3–30 years).

The series of annual mean values covering the interval 1950–1995 and a modern technique for data processing have been used in order to eliminate the long period between 10–30 nT/year. Starting with 1978, the secular variation of the H , X components





Variația seculară la Observatorul Geofizic Surlari. Valori anuale mediate (11 ani).
Secular variation at the Surlari Geophysical Observatory. Annual mean values (11 years)

seria de date de valori medii anuale a acoperit numai perioada anilor 1950–1995 a fost necesară elaborarea unui procedeu complex de prelucrare a datelor, care a cuprins eliminarea tendințelor reprezentate de componenta de lungă perioadă.

Din figura anexată, care reprezintă variația elementelor X, Y și Z pe baza valorilor anuale mediate pentru intervale de 11 ani, se constată că variația seculară la O.G.N. Surlari este, în general, pozitivă și are valori de 10–30 nT/an. Începând din anul 1978, variația seculară a componentelor H și X are valori negative până în anul 1992, când redevine pozitivă.

Alte programe de analiză spectrală prin metodele Fourier și MESA (analiză spectrală de entropie maximă) în variantele BURG și LLSQ (cele mai mici pătrate) au pus în evidență fenomenele legate de câmpul de impuls (jerk). Studiul spectral al acestuia a permis calculul raportului dintre partea internă și cea externă.

has a negative value until 1992 when it becomes positive.

Some other spectral analysis programs using Fourier technique and MESA (maximum entropy spectral analysis) make evident the jerk. The spectral study of jerks allow us to calculate the ratio between the internal and external part.

References

- Bartels, J., Heck, N. H., Johnston, H. F. (1939) Three-hour-range index measuring geomagnetic activity. *Terr. Magn. Atmos. Elec.*, 44, p. 411.
- Courtilot, V., Ducruix, J., Le Mouel, J.-L. (1978) Sur une accélération récente de la variation séculaire du champ magnétique terrestre. *C. R. Hebd. Seanc. Acad. Sci.*, D287, p. 1095-1098, Paris.
- Gilbert, D. (1988) Institut de physique du globe. DI fluxgate. *Proc. of the International Workshop on Magnetic Observatory Instruments*, Ottawa, Canada, 30.07-9.08.1986, Geological Survey of Canada, Paper 88-17, no. 32, p. 30.
- Hakkinen, L., Pirjola, R., Sucksdorf, C. (1991) Computer production of K-indices based on averaging and harmonizing fitting. Poster, XX-th General Assembly IUGG, Vienna, Austria, IAGA Programs and Abstracts, p. 629.
- Hegymegy, L., Drimusz, L., Koros, Z. (1988) Eötvös Institute DIMARS quartz magnetometer, proceedings of the International Workshop on magnetic observatory instruments, p. 25-26, Ottawa, Canada.
- Malin, S. R. C., Hodder, B. M. (1982) Was the 1970 geomagnetic jerk of internal or external origin? *Nature*, 296, no. 5859, p. 726-728.
- Mayaud, P. N. (1976) Analyse d'une série centenaire d'indices d'activité magnétique, III, La distribution de fréquence est-elle logarithmonormale? *Ann Geophys.*, 32, p. 443; Publ. Office, Paris.
- Menvielle, M. (1991) Evaluation of algorithms for computer production of K-indices. *Geophys. Trans.*, 36, p. 313-320, Budapest, Hungary.
- Schulz, G., Linthe, H. J. (1995) A comparison of the geomagnetic standards at Surlari, Niemegk and Wingst. *Symposium "Geomagnetic Observatory Data Revaluation"*, *Rom. J. Geophys.*, 17, p. 29-31, București.
- Volland, H. (1984) Atmospheric electrodynamics. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, Tokyo, p. 77-104.



UNELE REZULTATE ALE MODELĂRII SURSELOR ÎN INTERPRETAREA SONDAJELOR MAGNETICE DE ADÂNCIME DIN ROMÂNIA SOME RESULTS OF SOURCES MODELLING IN DEEP MAGNETIC SOUNDING INTERPRETATION IN ROMANIA

Andrei SOARE, Vladimir ŞTEFLEA, Valeria ROSIN

Harta vectorilor de inducţie (Wiese) în peste 200 de staţii distribuite pe teritoriul României a stat până acum la baza unor numeroase interpretări calitative care au furnizat elemente deosebit de interesante asupra structurii geologice adânci.

Ea reprezintă un important fond de date primare, conţinând un vast material informaţional, încă nevalorificat pe deplin, mai ales sub aspect cantitativ.

În această idee s-a avut în vedere iniţierea unei etape noi care, aplicând metode numerice exacte, să verifice elementele anterioare şi să contribuie prin noi imagini la interpretarea unor secţiuni geologice de interes.

Este vorba de modelarea surselor distribuţiei observate cu ajutorul problemei directe. În acest sens s-a folosit un program de calcul electronic bazat pe metoda diferenţelor finite.

În program se introduc caracteristicile reţelei (numărul de noduri orizontale, numărul de noduri verticale, numărul de zone cu conductivităţi diferite). Se introduc, de asemenea, conductivitatea pentru domeniul care înconjoară corpul anomal şi conductivităţile în domeniul anomal. Sunt necesare a fi introduse scara lungimilor, perioada de variaţie, scara conductivităţilor, distanţele dintre două noduri orizontale succesive şi distanţele dintre două noduri verticale succesive, numărul maxim de iteraţii şi toleranţa admisă la rezolvare.

În afara programului propriu-zis de modelare, prin metoda diferenţelor finite, a mărimii vectorului de inducţie C , s-a realizat un program de obţinere a profilului distribuţiei lui C , care urmează să fie modelat.

În cadrul acestui program se citesc toate valorile A şi B ale vectorilor de pe teritoriul român, se indică traseul studiat şi se selectează punctele de staţie care se găsesc în interiorul unei benzi care se întinde de o parte şi de alta a profilului până la o distanţă limitată. Se proiectează punctele pe profilul dat, se determină distanţele dintre puncte şi mărimile C proiectate pe direcţia profilului.

Utilizându-se cele două programe s-a obţinut un profil de modelare a cauzelor ce produc distribuţia "vectorilor de inducţie".

The map of induction vectors (Wiese) in more than 200 stations spread over the Romanian territory represented until now a fundament for many qualitative interpretations which had supplied extremely interesting elements referring to the deep geological structure.

It represents an important base of primary data, containing a vast informational material yet not entirely exploited, especially regarding the quantity.

Related to this matter it had been considered the initiative of a new stage which, by applying accurate numerical methods, should verify the previous elements and contribute by new images to the interpretation of some geological sections of interest.

This is about modelling the sources of observed distribution using the direct problem. For that a program based on finite differences methods was used.

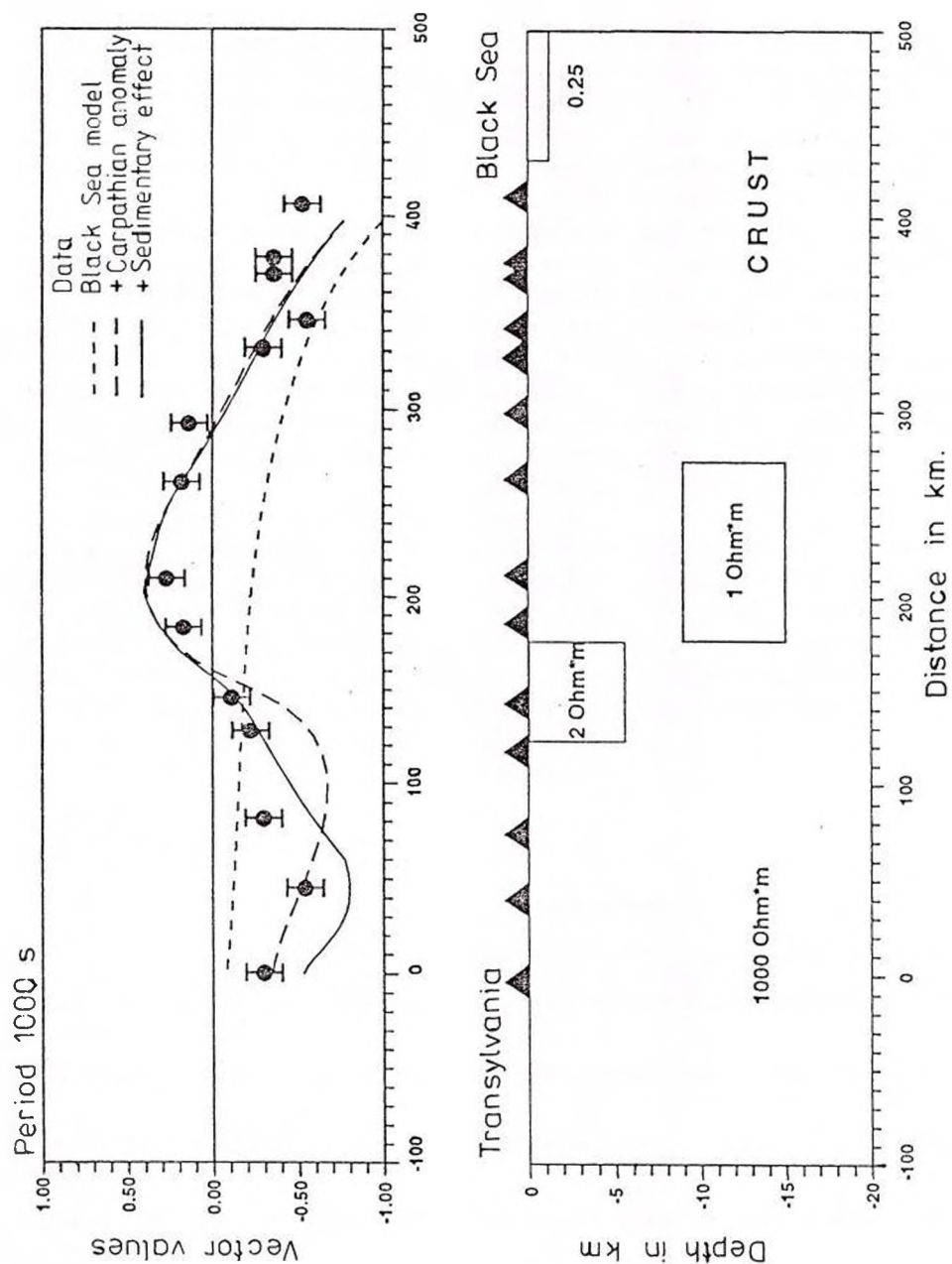
Into the program are entered the network features (the number of horizontal and vertical junctions, the number of zones with different conductivities), the conductivity of the field that surrounds anomaly body and the conductivities in the anomaly field. It is also necessary to be entered the lengths scale, the variation period, the conductivities scale, the distances between two successive horizontal nodes and two successive vertical nodes, the maximum number of iterations and the admitted tolerance to solving.

Beside of effective modelling program based on finite differences method, of measuring inductive vector C , a program had been carried out for obtaining the C distribution profile which is going to be modelled.

Within this program, all the values A and B of the vectors on the Romanian territory are read, the studied itinerary is pointed out and the station points which are found inside a band that stretches on both sides of the profile to a limited distance are selected. The points are projected on the profile, the distances between points and projected measure C on the profile direction are calculated.

Using both programs a modelling profile of the causes which obtain the distribution of "inductive vectors" had been obtained.





Model magneto-variational, profil Braşov-Constanţa.
Magneto-variational model, Braşov-Constanţa profile.

În anexă se prezintă acest profil care urmează în linie dreaptă traseul Braşov-Constanţa, traversând zone anormale cunoscute ale hărţii cu vectori de inducţie. Datele observate, marcate cu cercuri pline, reprezintă proiecţiile, pe direcţia profilului, ale vectorilor obţinuţi în 14 staţii situate într-o bandă lată de 60 km centrată pe profil.

Prima curbă marcată prin linie întreruptă cu segmente mici pune în evidenţă efectul Mării Negre (efectul de "coastă"). A doua curbă (linie întreruptă cu segmente mari) evidenţiază efectul cumulat al Mării Negre şi al cunoscutei anomalii de conductivitate a Carpaţilor (C.E.C.A.) studiată în literatura de specialitate, indicată prin valoarea de 1 Ohmm. Se constată o bună similitudine între valorile observate şi cele obţinute prin modelare, gradul de potrivire fiind şi mai accentuat odată cu introducerea unor cauze mai superficiale. Curba continuă reprezintă tocmai efectul cumulat al celor trei surse anormale de conductivitate.

Modelul va putea fi desigur îmbunătăţit prin adăugarea unor contraste locale superficiale de conductivitate. Metoda va fi aplicată extins pentru toate zonele anormale din România care pot fi considerate ca produse din cauze bidimensionale, permiţând o mai bună conturare a anomaliilor tridimensionale, în vederea interpretării lor.

The chart presents this profile which follows in straight line the Braşov-Constanţa route, crossing the known anomaly zones of the map with the inductive vectors. The observed data marked by full circles represent the projection on the profile line of the obtained vectors in 14 stations situated in a band of 60 km width, centered upon the profile.

The first curve marked by dashed line with short segments shows the effect of the Black Sea (the coast effect).

The second curve (the dashed line with long segments) shows the cumulated effect of the Black Sea and of the known anomaly of the Carpathians anomaly (C.E.C.A.) studied in literature, indicated by 1 Ohmm value.

A great similitude is revealed between observed values and those obtained by modelling, the matching grade being more emphasised by entering more superficial causes.

The continuous curve exactly represents the cumulated effect on the 3 anomaly sources of conductivity.

The model may certainly be improved by adding some local superficial contrast of conductivity. The method will be applied extensively to all the anomaly zones in Romania which can be considered as produced by bidimensional causes, allowing a better outlining of tridimensional anomalies for further interpretations.

References

- Inman, J. R. (1975) Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, 40, p. 798-817.
- Jupp, D. L., Vozoff, K. (1975) Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, 42, p. 957-976.
- Lines, L. R., Treitel, S. (1984) Tutorial: a review of least squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, p. 156-186.
- Levenberg, K. (1944) A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares. *Quart. Appl. Math.*, 2, p. 164-168.
- Marquardt, D. W. (1963) An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. *Jour. Soc. Indust. Appl. Math.*, 11, p. 431-441.
- (1970) Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation and nonlinear estimation. *Technometrics*, 12, p. 591-612.
- Pedersen, J., Hermance, J. F. (1986) Least-squares inversion of one-dimensional magnetotelluric data. *Surveys in Geophysics*, 8, p. 187-231.



**UNELE ASPECTE ALE SISTEMULUI DE CURENȚI IONOSFERICI LA
OBSERVATORUL GEOFIZIC NAȚIONAL SURLARI ȘI LA CÂTEVA
STAȚII EUROPENE**
**SOME FEATURES OF THE IONOSPHERIC CURRENT SYSTEM AT
SURLARI NATIONAL GEOPHYSICAL OBSERVATORY AND SOME
EUROPEAN STATIONS**

Andrei SOARE, Gina MANEA

Variația geomagnetică diurnă calmă, Sq, este unul dintre cele mai importante fenomene geomagnetice care pot furniza informații atât despre sistemul de curenți ionosferici, cât și despre curenții interni induși în pământ de partea externă a câmpului Sq. De aceea, un studiu de detaliu al variației Sq este important în completarea cunoștințelor despre structura regională a părții inferioare a crustei și a mantalei superioare.

Astfel, a fost inițiată o cercetare detaliată a distribuției sistemului de curenți ionosferici, bazată pe datele înregistrate în 1994 la câteva stații europene situate între 45° și 60° latitudine nordică. Adaptând o metodă de analiză a variației geomagnetice înregistrate pe sol propusă de Naoshi Fukushima (1990), a fost obținut sistemul de curenți Sq pentru emisfera nordică, care pune în evidență un vortex de curent cu sens antiorar și cu centrul localizat pe meridianul orei 11-12 timp local (fig. 1).

Pentru a sublinia variația sezonieră a câmpului Sq, acesta a fost reprezentat în funcție de timpul local și lunile anului, pentru cele trei componente ale câmpului geomagnetic, exprimate ca deviații de la valorile medii diurne: ΔD , ΔH și ΔZ . Figura 2 reprezintă componenta verticală a câmpului Sq, ΔZ , pentru observatoarele Panagjuriste (Bulgaria), Surlari (România) și Lerwick (Irlanda).

Influența solară asupra variației Sq poate fi detectată în cursul unui ciclu solar. Creșterea amplitudinii variației Sq de la minimul la maximumul activității solare a fost pusă în evidență prin analiza Fourier a valorilor medii lunare ale componentelor geomagnetice ale câmpului Sq, considerate pe intervalul de timp 1976-1992.

The geomagnetic quiet daily variation, Sq, is one of the most important phenomena, which can supply information about both ionospheric current system and internal currents induced into the earth by the external part of Sq field. Thus, a detailed study of the Sq variation is important to complete the knowledge about the lower crust and upper mantle.

We initiated a detailed study of the ionospheric current system, on the basis of data recorded at some European stations situated between 45° and 60° northern latitude during 1994. Following a method of analysis of the ground geomagnetic variation proposed by Naoshi Fukushima (1990), we obtained the average Sq current system that revealed a counter-clockwise current vortex in the northern hemisphere, with its centre located at 11-12 h local time (Fig. 1).

In order to emphasize the seasonal variation of Sq, the geomagnetic daily variation was represented versus local time and months of the year, for the three components of the geomagnetic field, as deviations from daily-mean values: ΔD , ΔH and ΔZ . Figure 2 represents the vertical component of the Sq field, ΔZ , for Panagjuriste (Bulgaria), Surlari (Romania) and Lerwick (Ireland).

Solar influence on Sq can be detected in the course of the eleven-year solar cycle. The increase of Sq amplitude from the sunspot minimum to sunspot maximum was revealed by Fourier analysis of the monthly-mean values of the geomagnetic components of Sq calculated between 1976 and 1992.



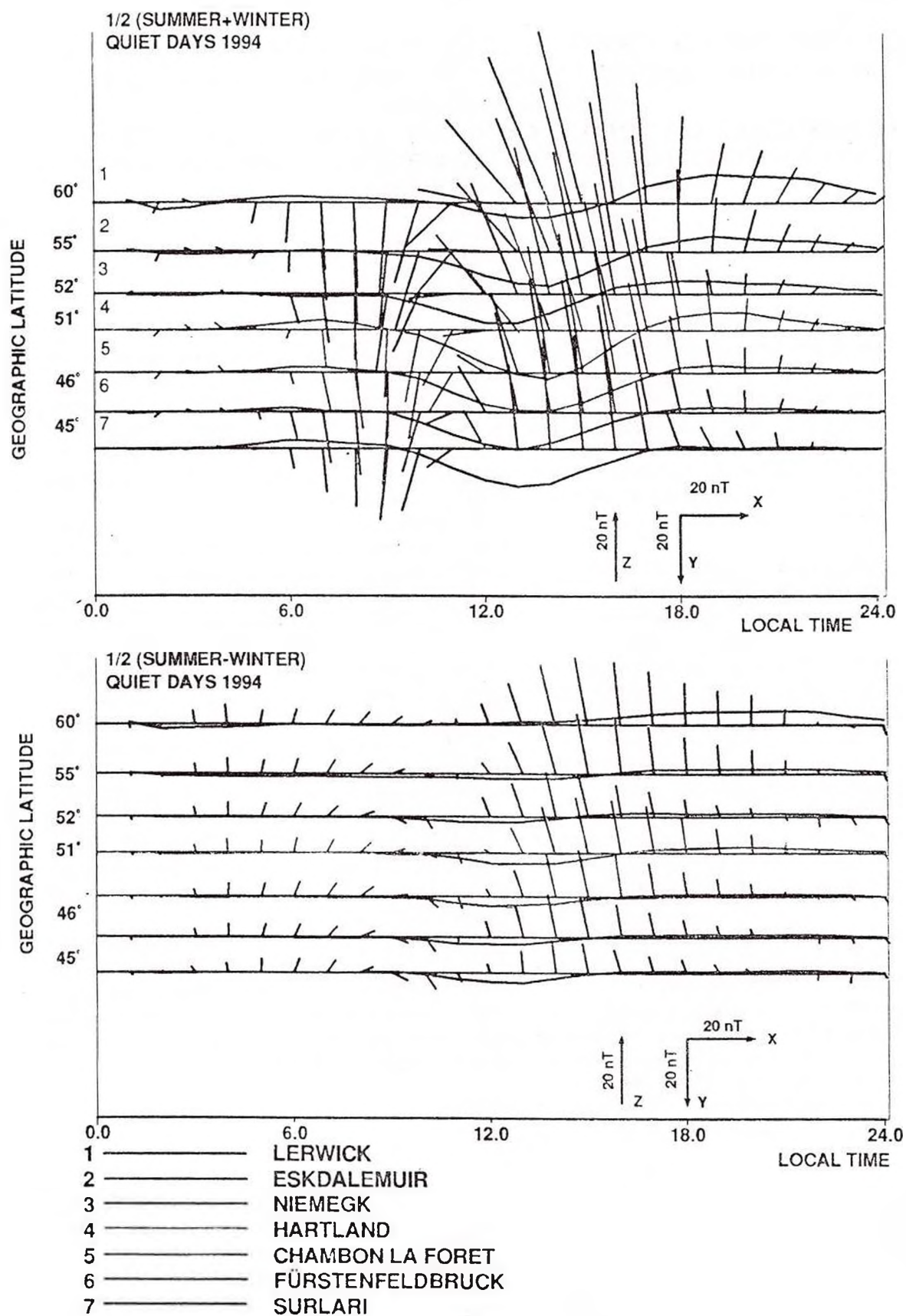
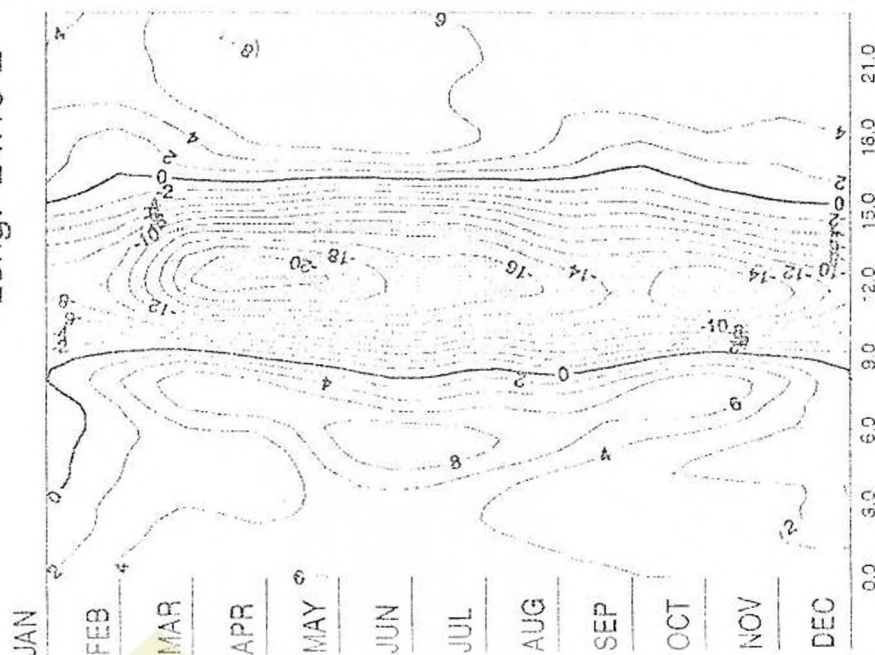


Fig. 1 – Sistemul de curenți ionosferici pentru valorile ΔX , ΔY și ΔZ .
Ionospheric current system for ΔX , ΔY and ΔZ values

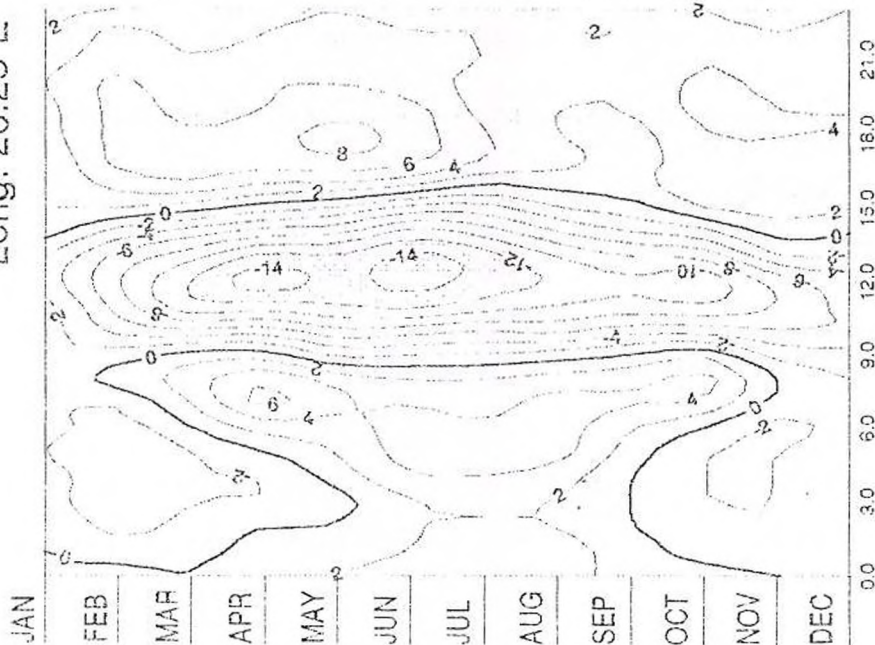
PANAGJURISTE

Lat. 42.52°N
Long. 24.18°E



SURLARI

Lat. 44.68°N
Long. 26.25°E



LERWICK

Lat. 60°8'N
Long. 358°49'

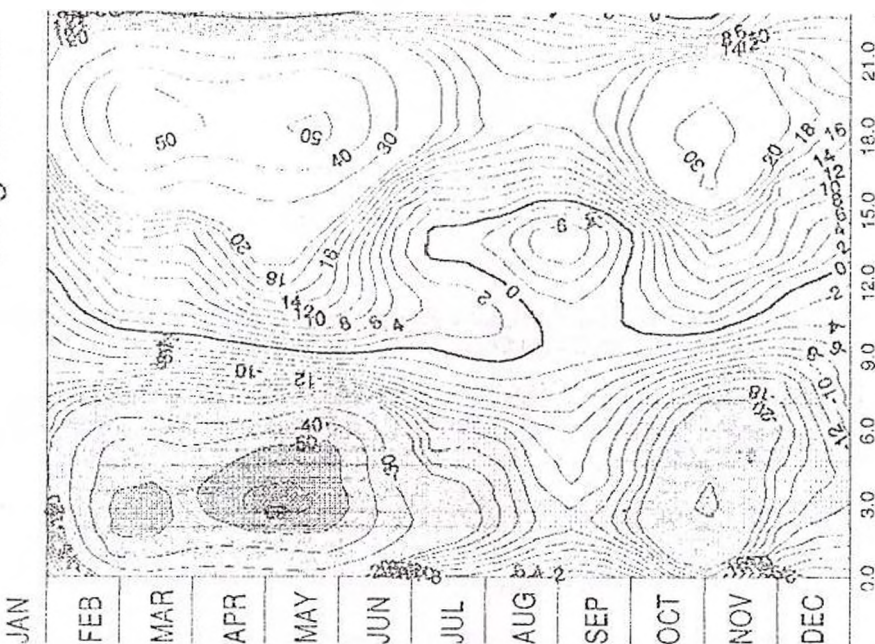


Fig. 2 – Variația geomagnetică zilnică a componentei verticale (ΔZ) a câmpului geomagnetic (deviații de la valorile medii zilnice) la Panagjuriste, Surlari și Lerwick în 1994.
Geomagnetic daily variation in the vertical component (ΔZ) of the geomagnetic field (deviations from daily-mean values) at Panagjuriste, Surlari and Lerwick during 1994.

References

- Constantinescu, L., Soare, A. (1963) Buletinul geomagnetic științific al Observatorului Geofizic Surlari pentru anul 1961. *Studii și cercetări geofizice, Academia Română*, p. 357–377, București.
- Constantinescu, L., Soare, A., Șteflea, V. Contribuții la studiul variației diurne solare Sq pe baza înregistrărilor Observatorului Geofizic Surlari, *Studii și cercetări geofizice, Academia Română*, 7, 2, p. 163–180, București.
- Fukushima, N. (1994) Some topics and historical episodes in geomagnetism and aeronomy. *J. Geophys. Res.*, 99, p. 19113–19142.
- Haines, G. V. (1985) Spherical cap harmonic analysis. *J. Geophys. Res.*, 90, p. 2583–2591.
- (1990) Regional magnetic field modelling: A review. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 42, p. 1001–1018.
- Malin, S. R. C., Gupta, J. C. (1977) The Sq current system during the International Geophysical Year. *Geophys. J. Astron. Soc.*, 49, p. 515–529.
- Matsushita, S. (1965) Longitudinal and hemispheric inequalities of the external Sq current system. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 27, p. 1317–1319.
- McDonald, K. L. (1970) Monthly means of the geomagnetic field. *J. Geophys. Res.*, 75, p. 5631–33.
- Rastogi, R. G. (1994) Ionospheric current system associated with the equatorial counter-electrojet. *J. Geophys. Res.*, 99, p. 13209–13217.
- Soare, A., Soare, Alexandra (1961) Variația diurnă solară a elementelor geomagnetice înregistrată la Observatorul Surlari în 1961. *D. S. Comitetul Geologic, L/2*, p. 459–464, București.



STUDIUL STRUCTURII CÂMPULUI GEOMAGNETIC ÎN TERTIAR ÎN CONTEXTUL ELABORĂRII SCĂRILOR MAGNETOSTRATIGRAFICE.

I – PLIOCENUL.

STUDY OF THE GEOMAGNETIC FIELD STRUCTURE IN THE TERTIARY IN THE CONTEXT OF MAGNETOSTRATIGRAPHIC SCALE ELABORATION. I – THE PLIOCENE

Sorin Corneliu RĂDAN, Maria RĂDAN

1. Comentarii introductive

Observațiile directe asupra câmpului geomagnetic acoperă un interval extrem de scurt, raportat la timpul geologic. Ele privesc intensitatea și direcția câmpului magnetic terestru prezent. Informațiile provin din trei surse principale: observatoare geomagnetice, investigații terestre și marine, măsurători din satelit, primele furnizând cele mai detaliate înregistrări.

Cunoașterea variațiilor actuale și istorice ale câmpului este completată cu cea a paleocâmpului, prin intermediul paleomagnetismului. Acesta asigură examinarea spațială și temporală a câmpului geomagnetic existent în cursul *istoriei geologice*.

Subiectul supus abordării precizează, pe de o parte, intervalul de timp geologic pentru care se propune studiul structurii câmpului geomagnetic, și anume Terțiarul, iar pe de altă parte, contextul în care se dorește dezvoltarea acestei cunoașteri, respectiv cel magnetostratigrafic.

Perioada de timp selectată acoperă intervalul 1,8-65 mil.ani, iar cadrul magnetostratigrafic îndreaptă atenția noastră, prioritar, spre direcția paleocâmpului geomagnetic, în particular spre polaritatea lui.

În Terțiar, deci între limitele chronostratigrafice Senonian/Paleocen (65 mil.ani) și respectiv, Pliocen/Pleistocen (1,8 mil.ani), polaritatea câmpului geomagnetic s-a schimbat de numeroase ori, scara de timp a polarităților geomagnetice (GPTS; de exemplu Berggren et al., 1995a; Cande, Kent, 1995) cuprinzând cronele de polaritate de la C2n (subcrona Olduvai; 1,95-1,77 mil.ani) la C29r (65,578-65,745 mil.ani) – partea terminală.

Caracterul vast și complex al abordării subiectului propus impune, desigur, parcurgerea sa în etape. Pentru început, studiul nostru privește structura câmpului paleogeomagnetic din Pliocen, adică cea mai *apropiată* epocă de timp geologic din Terțiar în raport cu timpul actual, *sărind* peste Pleistocen și

1. Introductory comments

The direct observations on the geomagnetic field cover an extremely short interval related to the geological time. They are concerned with the intensity and the direction of the earth magnetic field. The information is yielded by three main sources: geomagnetic observatories, terrestrial and marine surveys, and satellite measurements, the first mentioned providing the most detailed records.

The knowledge of the actual and historical variations of the field is prolonged by means of the palaeomagnetism. The spatial and temporal examination of the geomagnetic palaeofield during the *geological history* is thus performed.

The subject to be approached is limited, on the one hand, by the geological time interval proposed for the geomagnetic field structure study, namely the Tertiary, and, on the other hand, by the magnetostratigraphic context specified for this survey.

The selected time period ranges within the interval 1.8-65 Ma, and the magnetostratigraphic framework guides our attention to the direction of the geomagnetic palaeofield, especially to its polarity.

In the Tertiary, i.e. between the Senonian/Paleocene (65 Ma) and the Pliocene/Pleistocene (1.8 Ma) chronostratigraphic boundaries, the geomagnetic field polarity was changed many times, the Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS; e.g., Berggren et al., 1995a; Cande, Kent, 1995) consisting of the polarity chrons from C2n (Olduvai subchron; 1.95-1.77 Ma) to C29r (65.578-64.745 Ma) - the terminal part.

The vast and complex approach of the proposed subject implies, of course, a large number of survey phases. In the beginning, our study is dealing with the palaeomagnetism in the Pliocene, i.e. the *closest* geological time epoch in the Tertiary related to the present time, *jumping* the Pleistocene and the Holocene (1.8-0 Ma). Some results concerning the geomagnetic field in the Quaternary, obtained in the



Holocen (1,8–0 mil.ani). Câteva rezultate obținute în laboratorul de paleomagnetism al IGR, pentru câmpul geomagnetic din Cuaternar, au fost deja publicate (Rădan, Rădan, 1985, 1990; Rădan et al., 1983, 1984, 1986, 1988, 1990, 1995; Ghenea, Rădan, 1993; Ghenea et al., 1981). Ele s-au bazat pe secvențe de loessuri și paleosoluri din Dobrogea - România sau din Asia Centrală - Uzbekistan, precum și pe formațiuni eruptive și secvențe vulcano-sedimentare din Munții Perșani - Carpații Orientali.

2. Context magnetocronologic general

Investigarea paleocâmpului geomagnetic din intervalul de timp geologic asociat Pliocenului are, în contextul elaborării scărilor magnetostratigrafice, încă o componentă importantă, complementară instrumentului paleomagnetice, și anume cea biostratigrafică.

Interferența magnetocronologiei și biocronologiei, neomîtându-se însă semnificația punctelor de calibrare date radiometric, este ilustrată complex de Scara geocronologică a Neogenului (Berggren et al., 1985), ca și de versiuni următoare revizuite, cea mai recentă referindu-se la geocronologia și chronostratigrafia Cenozoicului (Berggren et al., 1995).

Aceasta din urmă se bazează pe o serie de noi contribuții ce au determinat perfecționarea scării de timp a polarităților geomagnetice (GPTS), în diferite segmente ale istoriei geologice, având ca rezultat creșterea rezoluției ei (Hilgen, 1991; Hilgen et al., 1995; Cande, Kent, 1992, 1995). Trebuie remarcat că în lucrările citate, la care pot fi adăugate și altele (de exemplu Krijgsman, 1996), intervalul de timp geologic aflat în atenția noastră, cel generic - Terțiarul - sau cel luat imediat spre abordare - Pliocenul -, urmat de Miocen, sunt acoperite consistent prin detalii de ordin geocronologic și magnetobiostratigrafic.

În ceea ce ne privește, deoarece investigarea paleomagnetice a unor depozite terțiare s-a efectuat, desigur, pe durata mai multor ani, în diferite contexte, dar predominant în cadru magnetobiostratigrafic, calibrarea scărilor de polaritate geomagnetică asociate secțiunilor respective s-a realizat la diferite variante ale GPTS (Ryan et al., 1974; Mankinen, Dalrymple, 1979 & Ness et al., 1980; Berggren et al., 1985; Cande, Kent, 1992). Apariția în 1995 a ultimei versiuni a GPTS (Cande, Kent, 1995) - larg acceptată pe plan internațional -, integrată în context biostratigrafic de Berggren et al., 1995a, și reluată, încă, de Berggren et al., 1995b, ne-a determinat să ne polarizăm atenția, în ultimul an (1996), și asupra recalibrării unor secțiuni deja investigate paleomagnetic.

De fapt, aici ne oprim numai asupra acestui aspect, fiind prezentate câteva modele magnetostratigrafice

paleomagnetice laboratorului de Geologie al Institutului de Geologie al României, au fost deja publicate (Rădan, 1985, 1990; Rădan et al., 1983, 1984, 1986, 1988, 1990, 1995; Ghenea, Rădan, 1993; Ghenea et al., 1981). The data were provided by loess-palaeosol sequences from Dobrogea - Romania and from Central Asia - Uzbekistan, as well as by eruptive formations and volcano-sedimentary sequences from the Perșani Mountains - Eastern Carpathians (Romania).

2. General magnetochronological framework

In the context of the magnetostratigraphic scale elaboration, the study of the geomagnetic palaeofield during the Pliocene needs a complementary biostratigraphic component for the investigation palaeomagnetic tool.

The interference of the magnetochronology and biochronology, not neglecting the radiometric data, is well represented by the Neogene Geochronological Scale (Berggren et al., 1985), and equally by the next revised versions, the most recent referring to the Cenozoic geochronology and chronostratigraphy (Berggren et al., 1995a).

The latter is based on a series of new contributions which have improved the Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS) in different intervals of the *geological history* resulting in a higher resolution (Hilgen, 1991; Hilgen et al., 1995; Cande, Kent, 1992, 1995).

In the above mentioned papers (others could also be added, e.g. Krijgsman, 1996), the Tertiary and, particularly, the Pliocene, followed by the Miocene, are in detail approached, many geochronological and magnetobiostratigraphic data being included.

As concerns us, because the palaeomagnetic survey of some Tertiary deposits has been carried out during several years, within different contexts, but predominantly in a magnetostratigraphic framework, the calibration of the magnetic polarity scales assigned to the various sections has been performed, of course, to different variants of GPTS (Ryan et al., 1974; Mankinen, Dalrymple, 1978c; Ness et al., 1980; Berggren et al., 1985; Cande, Kent, 1992). The publication of the last version of the GPTS in 1995 (Cande, Kent, 1995) - largely accepted -, integrated in biostratigraphic context by Berggren et al. (1995a) and still republished by Berggren et al. (1995b), has resulted in our decision to carry out in 1996 the recalibration of the most part of our already palaeomagnetically investigated sections.

Actually, this article is especially dealing with this aspect. Some magnetostratigraphic patterns concerning Pliocene sequences from the Dacic Basin, recalibrated to the GPTS of Cande and Kent (1995, CK95), are here presented.



elaborate pentru secvențe pliocene din Bazinul Dacic, recalibrate la GPTS a lui Cande și Kent, 1995 (CK95).

3. Metode

Semnalul paleomagnetic, deși în unele cazuri foarte scăzut, a reușit să fie extras din secvențele de argilă în care a fost imprimat și să i se determine caracteristicile.

Eșantioanele cubice orientate, furnizate de rocile prelevate în acest scop, au provenit din aflorimente, cariere (de lignit) sau din foraje de explorare asistate (carote marcate "sus/jos"). S-a urmărit ca distanța dintre nivelele de prelevare să asigure o rezoluție adecvată definirii întinderii zonelor de polaritate magnetică, astfel încât să nu fie omise evenimente paleomagnetice scurte.

Pentru măsurarea magnetizării remanente naturale (NRM) s-au folosit spinner-magnetometre JR-4, pentru susceptibilitatea magnetică (SM) și anizotropia ei (AMS) - un Kappabridge KLY-2, iar pentru testarea stabilității paleomagnetice - un demagnetizator termic Schonstedt TSD-1 (încălzire în trepte până la maximum 700°C; creșterile de temperatură aplicate: 20°, 30°, 40°, 50°, 100°C).

Analiza datelor s-a bazat pe diagrame ilustrând comportarea direcțiilor și intensităților RM în timpul procesului de demagnetizare termică în trepte (STD) și diagrame cu comportarea MS în cursul STD (monitorizare susceptibilimetrică pentru detectarea unor schimbări mineralogice).

A fost determinată magnetizarea remanentă caracteristică (ChRM), stabilindu-se, în consecință, zonele de polaritate magnetică pentru fiecare (sub)secțiune.

Analiza datelor de AMS s-a bazat pe stereograme cu direcțiile susceptibilităților principale (maximă, intermediară și minimă), o serie de modele cu distribuția verticală a parametrilor de anizotropie (L , F , P , E , q , V^0) și diagrame de anizotropie (L/F , L/P , F/P , T/P').

În afara metodologiilor de paleomagnetism și rock-magnetism, au mai fost utilizate, pentru unele secțiuni, tehnici de studiere a mineralogiei argilelor (de exemplu, difracție prin raze X) și de geochimie (autor Silviu Rădan). În ceea ce privește biostratigrafia - deja relevată -, autorii datelor, ce apar integrate în modelele magnetostratigrafice, vor fi menționați cu prilejul prezentării fiecăruia dintre ele.

Toate aceste elemente, ce constituie suportul interpretării semnalului paleomagnetic și rock-magnetic, sunt comentate în detaliu într-o serie de lucrări nepublicate (rapoarte științifice, arhiva I.G.R.), ele fiind citate, mai departe, referitor la fiecare zonă/secțiune considerată în acest articol. Parțial au fost prezentate în comunicări științifice și semnalate

3. Methods

The palaeomagnetic signal, although very low in some cases, has successfully been extracted from the clay sequences where it has been printed. Consequently, its characteristics have been determined.

The oriented cubic specimens provided by the rocks sampled in this respect have originated in outcrops, quarries or in exploration boreholes ("up/down" cores).

The distances between sampling levels have been chosen to assure a good enough resolution for determining the lengths of the magnetic polarity zones, and so that not to miss (short) palaeogeomagnetic events.

The natural remanent magnetisation (NRM) was measured on JR-4 spinner-magnetometers, and the magnetic susceptibility (MS) and its anisotropy (AMS) on a KLY-2 Kappabridge. To test the palaeomagnetic stability a TSD-1 Schonstedt thermal demagnetizer was used (stepwise heating up to maximum 700°C; temperature increments of 20°, 30°, 40°, 50°, 100°C).

The analysis of data has been performed using diagrams showing the behaviour of the RM direction and intensity during the stepwise thermal demagnetisation (STD) process, as well as diagrams with the MS behaviour during STD (magnetic susceptibility monitoring to detect mineralogical changes).

The characteristic remanent magnetisation (ChRM) has been determined. Consequently, the magnetic polarity zonation for each (sub)section has been established.

The AMS data analysis has been performed using stereograms with the directions of the principal susceptibilities (maximum, intermediate and minimum), patterns with the vertical distribution of the anisotropy parameters (L , F , P , E , q , V^0), and magnetic anisotropy plots (L/F , L/P , F/P , T/P').

In addition to the palaeomagnetic and rock-magnetic methodologies, techniques of clay mineralogy (e.g., X-ray diffraction) and of geochemistry (author: Silviu Rădan) have been used in the study of some sections.

As concerns the biostratigraphy - already revealed - the authors of the data which are integrated in the magnetostratigraphic models are to be mentioned on the occasion of each presentation.

All these elements supporting the palaeomagnetic and rock-magnetic signal interpretation are commented in detail in several unpublished scientific reports (GIR Archives). They are further mentioned related to each section presented in the article. Anyway, the main results have been the subject of some oral or poster presentations and were pointed out in abstracts, extended abstracts, scientific notes (e.g.,



în abstracte, abstracte extinse, note științifice (de exemplu: Rădan, Rădan, 1989, 1990, 1993, 1995, 1996a, 1996b, 1996c; Rădan et al., 1985, 1988, 1992, 1993, 1994, 1995a, 1995b, 1996a, 1996b).

4. Secțiuni dacian-romaniene calibrate la GPTS (CK95)

Așadar, în cursul unor cercetări complexe anterioare (geologice și geofizice) au fost identificate o serie de înregistrări paleomagnetice în depozite pliocene din vestul Bazinului Dacic, atât în Avansofa Carpatică, cât și în Platforma Moesică.

În principal, investigarea polarității câmpului geomagnetic în intervalul de timp geologic acoperit de Dacian și Romanian s-a realizat în contextul elaborării unor scări magnetostratigrafice care să permită o calibrare cronostratigrafică cu o rezoluție superioară celei oferite de informațiile biostratigrafice, mai mult sau mai puțin concludente în unele zone; aceasta, mai ales că majoritatea secțiunilor la care ne referim sunt alcătuite din formațiuni cu cărbuni, astfel că paleofauna nu este întotdeauna prezentă sau bine conservată.

4.1. Platforma Moesică

Prima secțiune pentru care este prezentată aici calibrarea la GPTS (CK95), plasată în sud-vestul Bazinului Dacic, nu privește însă cea din urmă situație menționată. Ea cuprinde formațiunile cele mai tinere, dintre cele la care ne oprim în articolul de față, și nu conțin strate de cărbune, depozitele respective furnizând și o serie de informații biocronologice utile.

Secțiunea Drănic

Investigarea paleomagnetică și rock-magnetică a acestei zone a avut loc în anii 1988-1989, primele rezultate petromagnetice (inclusiv de anizotropia susceptibilității magnetice) și magnetostratigrafice fiind cuprinse într-o lucrare nepublicată (Rădan, Rădan, 1989, în Țicleanu et al., 1989).

Datele magnetostratigrafice au fost reluate, într-o variantă de secțiune compozită Drănic, într-o primă parte a unei sinteze privind depozitele pliocene din Oltenia (Rădan, Rădan, 1992, în Andreescu et al., 1992), lucrare nepublicată.

Rezultatele magnetostratigrafice principale obținute pentru secțiunile Drănic au fost publicate însă în câteva abstracte (de exemplu, Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1995b), imaginile fiind redată cu prilejul unor prezentări orale sau poster (de exemplu, Rădan, Rădan, 1995, 1996).

Aici sunt ilustrate rezultatele paleomagnetice pentru subsecțiunile Drănic I-III (fig. 1a), precum și modelul magnetostratigrafic Drănic (fig. 1b), ca urmare a calibrării la ultima versiune a GPTS (CK95).

Rădan, Rădan, 1989, 1990, 1993, 1995, 1996a, 1996b, 1996c; Rădan et al., 1985, 1988, 1992-1994, 1995a, 1995b, 1996a, 1996b).

4. Dacian-Romanian sections calibrated to the GPTS (CK95)

During previous integrated geological and geophysical surveys, a series of palaeomagnetic records have been identified in the Pliocene deposits from the western Dacic Basin, in both the Carpathian Foredeep and the Moesian Platform.

The geomagnetic field polarity investigation in the geological time interval spanned by Dacian and Romanian has mainly been performed in the context of the magnetostratigraphic scale elaboration with a view to performing a chronostratigraphic calibration with a higher resolution than it is allowed by the biostratigraphic information, more or less conclusive in some zones. This seems to be the case, because most sections referred here are composed of coal bearing formations, so that the palaeofauna is not always present or well preserved.

4.1. Moesian Platform

The first section taken into consideration here for the calibration to the GPTS (CK95), located in the south-western part of the Dacic Basin, is not in the above mentioned situation. It is composed of the youngest formations referred in this article, the deposits (not bearing coal beds) providing a series of useful biochronological information.

Drănic Section

The palaeomagnetic and rock-magnetic investigation of this area was carried out in 1988-1989, the first petromagnetic (including the AMS) and magnetostratigraphic results being presented in an unpublished scientific report (Rădan, Rădan, in Țicleanu et al., 1989).

The magnetostratigraphic data have been reconsidered within a composite section (Drănic) presented in the first part of a synthesis on the Pliocene deposits from Oltenia (unpubl. report; Rădan, Rădan, 1992 in Andreescu et al., 1992).

However, the main magnetostratigraphic results obtained for the Drănic sections have been published in some abstracts (e.g., Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1995), their illustration being shown on the occasion of some oral or poster presentations (e.g., Rădan, Rădan, 1995, 1996).

Now are given the palaeomagnetic columns for the Drănic I-III subsections (Fig. 1a), as well as the Drănic magnetostratigraphic model (fig. 1b) as resulted from the calibration to the last version of GPTS (CK95).



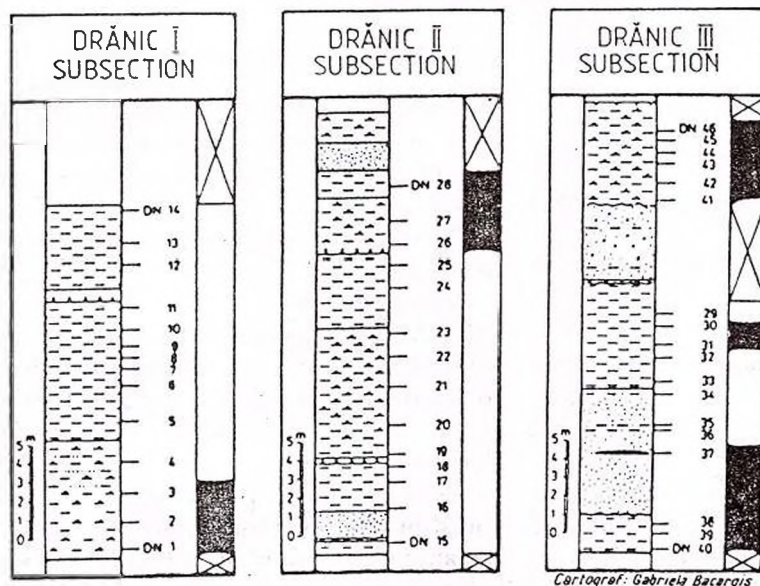
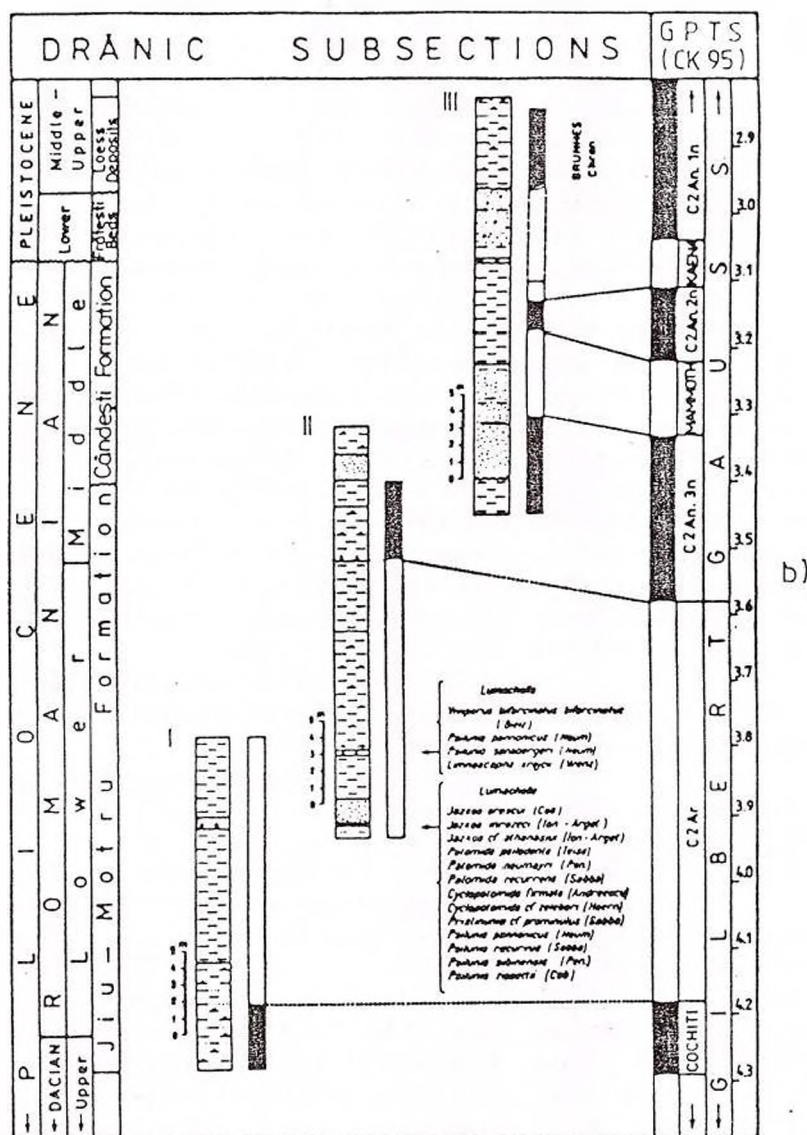


Fig. 1 - Secțiunea Drănic. a) zonele de polaritate magnetică pentru subsecțiunile Drănic I, II, III; b) secvența totală de polarități magnetice calibrată la GPTS (CK95).
- Drănic Section. a) magnetic polarity zones of the Drănic I, II, III subsections; b) the total magnetic polarity sequence calibrated to the GPTS (CK95).

- Drănic Section. a) magnetic polarity zones of the Drănic I, II, III subsections;

b) the total magnetic polarity sequence calibrated to the GPTS (CK95).

Zonele de polaritate (fig. 1b) indică faptul că în secțiunea compozită Drănic secvența de polaritate se extinde de la subcrona Cochiti (4,29–4,18 mil.ani, limita inferioară nefiind localizată; subsecțiunea I) până la subcrona Kaena inferior (3,11–3,04 mil.ani, limita superioară nefiind localizată; subsecțiunea III). Depozitele de loess din partea terminală a subsecțiunii III aparțin cronei Brunhes (fig. 1a, 1b), confirmând vârsta lor Pleistocen Mediu-Superior (Enciu, Andreescu, 1990).

Deasupra subcrons Cochiti este plasat întreg intervalul de polaritate inversă din partea superioară a cronei Gilbert (C2Ar; 4,18–3,58 mil.ani), ce continuă cu Crona Gauss [(C2An.3n; 3,58–3,33 mil.ani), dar nu întreg intervalul de polaritate, datorită lipsei unor depozite semnalate prin discordanța marcată între *Formațiunea de Jiu-Motru* și *Formațiunea de Căndești* (conform Enciu, Andreescu, 1987, 1990)], subcrona Mammoth (3,33–3,22 mil.ani), Crona C2An.2n (3,22–3,11 mil.ani) și subcrona Kaena inferior (3,11–3,04 mil.ani; numai limita inferioară precizată).

Limita Dacian/Romanian (fig. 1b), la nivelul sub-crons Cochiti, este plasată în baza subsecțiunii Drănic I.

Observația 1. La lucrările de teren, incluzând probarea paleomagnetice, a participat și colegul P. Enciu, care a asigurat asistență geologică, precum și Mariana Enciu.

Observația 2. Datele biostratigrafice și unitățile litostratigrafice, cât și coloanele litologice sunt conform Enciu (1989) și Enciu, Andreescu (1987, 1990).

Observația 3. Datele magnetostratigrafice obținute pentru secțiunea Drănic (Rădan, Rădan, în Țicleanu et al., 1989; Rădan, Rădan, în Andreescu et al., 1992), sintetizate în modelul din figura 1b, au fost confirmate de cercetări biostratigrafice ulterioare bazate pe asociații de micromamifere (Rădulescu et al., 1993, 1995).

4.2. *Avanfosa Carpatică*

Dintre secțiunile investigate în acest areal, prezentăm în continuare pe cele din zonele Rovinari-Pinoasa și Jilt-Motru.

Toate acestea fac parte din categoria secțiunilor alcătuite din formațiuni cu cărbuni.

Secțiunea compozită Rovinari

În zona Peșteana-Rovinari-Pinoasa au fost investigate șase subsecțiuni: Rovinari Est I (Poiana I), Rovinari Est II (Poiana II), Cicani, Peșteana Nord, Peșteana Sud și Pinoasa.

Rezultatele studiului petromagnetic au fost prezentate în două lucrări nepublicate (Rădan, Rădan, în Țicleanu et al., 1987, 1989), iar ale celui paleomagnetic, parțial (subsecțiunile Peșteana Nord și

The polarity zones (Fig. 1b) show that in the Drănic composite section the polarity sequence extends from the Cochiti subchron (4.29–4.18 Ma, the lower limit being not located; subsection I) up to the lower Kaena subchron (3.11–3.04 Ma, the upper limit being not located; subsection III). The loess deposits in the terminal part of the subsection III belong to the Brunhes chron, confirming their Middle-Upper Pleistocene age (Enciu, Andreescu, 1990).

So, the Cochiti subchron is overlain by the entire reversed polarity interval from the upper part of the Gilbert Chron (C2Ar; 4.18–3.58 Ma) which continues with the Gauss Chron [(C2An.3n; 3.58–3.33 Ma), but not the complete polarity interval, because of the absence of some deposits marked by the unconformous boundary between the *Jiu-Motru Formation* and *Căndești Formation* (according to Enciu, Andreescu, 1987, 1990)], the Mammoth subchron (3.33–3.22 Ma), the C2An.2n Chron (3.22–3.11 Ma) and the Lower Kaena subchron (3.11–3.04 Ma; only the lower boundary located).

The Dacian/Romanian boundary (Fig. 1b), at the Cochiti subchron level, is placed at the basal part of the Drănic I subsection.

Note 1. During the field trip, including palaeomagnetic sampling, our colleagues P. Enciu and Mariana Enciu were present, too.

Note 2. The biostratigraphic data and the lithostratigraphic units, as well as the lithological columns are according to Enciu (1989) and Enciu, Andreescu (1990).

Note 3. The magnetostratigraphic data (Fig. 1b) obtained for the Drănic section (Rădan, Rădan, in Țicleanu et al., 1989; Rădan, Rădan, in Andreescu et al., 1992) were confirmed by biostratigraphic surveys based on micromammalian associations (Rădulescu et al., 1993, 1995).

4.2. *Carpathian Foredeep*

Several sections have been investigated in this area, some of them, which are located in the Rovinari-Pinoasa and Jilt-Motru zones, being further presented.

All belong to the category of sections composed of coal bearing formations.

Rovinari composite section

In the Peșteana-Rovinari-Pinoasa area six subsections have been palaeomagnetically investigated: Rovinari East I (Poiana I), Rovinari East II (Poiana II), Cicani, Peșteana North, Peșteana South and Pinoasa.

The results of the petromagnetic study were presented in two unpublished scientific reports (Rădan, Rădan, in Țicleanu et al., 1987, 1989). Some of the palaeomagnetic data (concerning Peșteana North and



Peșteana Sud, respectiv Pinoasa), de asemenea în lucrări nepublicate (Rădan, Rădan, in Țicleanu et al., 1989, respectiv Rădan, Rădan, in Enciu et al., 1990).

Datele magnetocronologice pentru secțiunea compozită Rovinari-Pinoasa au fost însă semnalate în câteva abstracte (de exemplu, Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1995b), imaginile fiind redată cu prilejul unor prezentări orale sau poster (de exemplu, Rădan et al., 1994; Rădan, Rădan, 1995, 1996).

În figura 2 este ilustrată calibrarea la ultima versiune a GPTS (CK95) a secțiunii compozite Rovinari-Pinoasa.

Secvența de polaritate rezultantă indică predominanța polarităților inverse asociate cronei Gilbert, începând cu C3n.1r (4,48–4,29 mil.ani), urmate de subcrona Cochiti (4,29–4,18 mil.ani) și partea inferioară a Cronei C2Ar (4,18–3,58 mil.ani).

Subsecțiunea Peșteana Sud (neinclusă în secțiunea compozită), cu depozite ce cuprind stratele X–XII de cărbune (Rădan et al., 1990, 1991), confirmă interceptarea părții inferioare a Cronei C2Ar.

Subcrona Cochiti nu pare a fi complet definită de datele paleomagnetice, depozitele probate în subsecțiunea Cicani – deși s-a urmărit îndepărtarea suprafeței alterate a sedimentelor – furnizând o zonă de polaritate nedefinită.

Se poate remarca însă că intervalul ce cuprinde stratele complexului VIII de cărbune este caracterizat prin polaritate normală, atribuită subcronei Cochiti superior.

Limita Dacian/Romanian este plasată la nivelul subcronei Cochiti, ca și în cazul secțiunii Drănic.

Observația 1. Lucrările de probare pentru studii rock-paleomagnetice în carierele Poiana I–II, Cicani, Peșteana Nord, Pinoasa s-au desfășurat împreună cu geologul G. Nicolae, la prima participand, parțial, și colegul geolog N. Țicleanu, iar în cariera Peșteana Sud, colegul geolog P. Enciu.

Observația 2. Coloana litologică compozită este conform geolog G. Nicolae.

Secțiunea Jilț Sud

Rezultatele studiului petromagnetic au fost prezentate într-o lucrare nepublicată (Rădan, Rădan, in Țicleanu et al., 1988), în care au fost cuprinse și prime date paleomagnetice. Acestea din urmă au fost completate și introduse în lucrări nepublicate (Rădan et al., 1990, 1991).

Datele magnetostratigrafice au fost însă semnalate, parțial, în câteva abstracte, unele extinse (Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1995a, 1995b, 1996a) și/sau cu prilejul unor prezentări orale sau poster (de exemplu, Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1993, 1994).

În figura 3 este ilustrată calibrarea la ultima ver-

Peșteana South subsections, and Pinoasa subsection, respectively) were included in unpublished reports, too (Rădan, Rădan, in Țicleanu et al., 1989; Rădan, Rădan, in Enciu et al., 1990, respectively).

The magnetochronological results for the Rovinari-Pinoasa composite section have been published in some abstracts (e.g., Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1995b), their illustration being shown on the occasion of some oral or poster presentations (e.g., Rădan et al., 1994; Rădan, Rădan, 1995, 1996).

In Figure 2 it is shown the calibration of the Rovinari-Pinoasa composite section to the last version of the GPTS (CK95).

The resultant polarity sequence shows the predominance of reversed polarities related to the Gilbert Chron, starting with C3n.1r Chron (4.48–4.29 Ma), overlain by the Cochiti subchron (4.29–4.18 Ma) and the lower part of the C2Ar Chron (4.18–3.58 Ma).

The Peșteana South subsection (not included in the composite section), with deposits bearing the X–XII coal beds (Rădan et al., 1990, 1991), confirms the identification of the lower part of the C2Ar Chron.

The Cochiti subchron does not seem to be completely defined by the palaeomagnetic data; the deposits sampled in the Cicani subsection – although care was taken to remove the weathered surface of sediments to be sampled – has provided an undefined polarity zone.

Nevertheless, it can be emphasised that the intervals between the layers of the coal seam VIII are characterised by normal polarity which is assigned to the Upper Cochiti subchron.

The Dacian/Romanian boundary is located at the Cochiti subchron level (as in the case of Drănic section).

Note 1. The sampling works for rock-magnetic and palaeomagnetic studies in the Poiana I–II, Cicani, Peșteana North and Pinoasa quarries have been carried out together with the geologist G. Nicolae; in the first mentioned quarry, our colleague geologist N. Țicleanu participated too, and in the Peșteana South quarry, our colleague geologist P. Enciu was also present.

Note 2. The Rovinari composite lithological column is according to G. Nicolae, 1987.

Jilț South Section

The results of the petromagnetic study were presented in an unpublished scientific report (Rădan, Rădan, in Țicleanu et al., 1988), where some preliminary palaeomagnetic data have been included as well. The latter have been completed and presented in other unpublished reports (Rădan et al., 1990, 1991).

The magnetostratigraphic data have partially been pointed out in abstracts and extended abstracts



siune a GPTS (CK95) a secțiunii Jilț Sud.

Secvența de polaritate rezultantă remarcă interceptarea subcroniei Cochiti (4,29–4,18 mil.ani) în partea bazală a secțiunii, urmată de o zonă prelungită de polaritate inversă (Gilbert superior), extinsă de la stratul de cărbune VIII până sub stratul XIII (C2Ar; 4,18–3,58 mil.ani, limita superioară nefiind localizată).

În partea terminală a secțiunii (stratul XIII de cărbune) este marcat un interval de polaritate mixtă.

Subcrona Cochiti este definită de polaritățile normale identificate pentru probele prelevate între stratul de cărbune VII și ultimul banc al complexului VIII de cărbune.

Limita Dacian/Romanian este din nou plasată la nivelul subcroniei Cochiti, datele biostratigrafice confirmând această localizare.

Observația 1. Speciile de moluște și biozonele sunt conform Andreescu, 1990.

Observația 2. Numerotarea stratelor de cărbune (fig. 3) este conform Nica (1987), diferită de cea indicată de documentația geologică a carierei, dar aceeași cu cea argumentată de datele magnetostratigrafice (vezi și Rădan, Rădan, 1996b).

Secțiunea Lupoaia compozită completată

În cariera Lupoaia s-a aplicat pentru prima dată tehnica paleomagnetice pe formațiuni purtătoare de cărbuni.

Cea dintâi colecție de probe, orientate însă numai parțial ("sus/jos"), prelevată în 1981 de colegul geolog I. Andreescu, a fost investigată paleomagnetic în 1983–1984, rezultatele fiind cuprinse într-o lucrare nepublicată (Andreescu et al., 1984), apoi într-un articol (Andreescu et al., 1986). Bazată numai pe 18 nivele de prelevare, scara polarităților magnetice obținută la acel moment – deși prin localizarea subcroniei Cochiti a fost argumentată prezența Dacianului superior în Avânfosa Carpatică, în vestul Bazinului Dacic – rămâne cu caracter informativ, ea suportând ulterior o perfecționare și o creștere a preciziei zonării de polaritate magnetică în părțile superioară și inferioară.

În prezent este în uz modelul magnetostratigrafic Lupoaia calibrat la GPTS (CK95), rezultat dintr-o abordare detaliată a secțiunii în anii 1991–1995.

Probele paleomagnetice, prelevate orientat de autorii acestui articol, au provenit de la 144 nivele distincte din cariera Lupoaia acoperind o grosime stratigrafică de cca. 133 m, nivele completate cu încă 26 prin intermediul unor foraje, fără a lua în considerație și o serie de intervale paralele probate.

Peste 1060 de eşantioane orientate din cariera Lupoaia și cca. 380 din carote (marcate "sus/jos") din foraje au alcătuit colecția rock-/ paleomagnetice ce a generat modelul magnetocronologic prezentat

(Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1995a, 1995b, 1996a, 1996) and/or on the occasion of some oral or poster presentations (e.g., Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1993, 1994).

The calibration of the Jilț South section to the last version of the GPTS (CK95) is shown in Figure 3.

The resultant magnetic polarity sequence reveals the identification of the Cochiti subchron (4.29–4.18 Ma), at the basal part of the section, followed by a prolonged reversal polarity zone (Upper Gilbert), extended from the coal seam VIII up to below the coal seam XIII (C2Ar; 4.18–3.58 Ma, the upper limit being not located).

In the terminal part of the section (coal bed XIII), a mixed polarity sector is marked.

The Cochiti subchron is defined by the normal polarities identified for the specimens sampled between the coal bed VII and the last layer of the coal seam VIII.

The Dacian/Romanian boundary is again situated at the Cochiti subchron level, the biostratigraphic data confirming this location.

Note 1. The mollusc species and the biozones (Fig. 3), according to Andreescu (1990).

Note 2. The coal numbering (Fig. 3), according to Nica (1987), different from the lignite bed codification given by the quarry geological documentation, but the same with the coal bed numbering argued by our magnetostratigraphic data (see also Rădan, Rădan, 1996b).

Lupoaia composite section completed

The Lupoaia quarry was the first section where for the first time the palaeomagnetic technique has been applied to coal bearing formations.

The first collection of specimens, but only partially oriented ("up/down"), sampled in 1981 by our colleague geologist I. Andreescu, was palaeomagnetically investigated in 1983–1984. The results were included in an unpublished report (Andreescu et al., 1984) and published afterwards (Andreescu et al., 1986). Based only on 18 sampling levels, the magnetic polarity scale obtained – although the location of the Cochiti subchron argued the presence of the Upper Dacian in the Carpathian Foredeep in the western Dacic Basin – remains with an informative character. Subsequently an improvement of the precision of the magnetic polarity zonation in both upper and lower parts has been recorded.

Now, the Lupoaia magnetostratigraphic model calibrated to the GPTS (CK95) presented here is used. This has resulted from a detailed approach of the section within the period 1991–1995.

The oriented specimens sampled by the authors of this article have originated in the Lupoaia quarry from 144 levels covering a stratigraphical thickness



aici.

Rezultatele studiului petromagnetic (inclusiv anizotropia susceptibilității magnetice) și ale celui paleomagnetic sunt cuprinse într-o serie de lucrări nepublicate (Rădan et al., 1991, 1993, 1995).

Cele mai importante dintre rezultate au fost însă semnalate în mai multe abstracte, abstracte extinse, note științifice (de exemplu, Rădan, Rădan, 1993, 1995, 1996a, 1996b; Rădan et al., 1992, 1994, 1995a, 1995b, 1995c, 1996a). Numeroase imagini de fabric magnetic și/sau paleomagnetice/magnetostratigrafice din zona Lupoia au ilustrat o serie de prezentări orale sau poster (de exemplu, Rădan, Rădan, 1995, 1996b; Rădan et al., 1992, 1994, 1995, 1996a, 1996b).

Aici este prezentat modelul magnetostratigrafic (fig. 4) rezultat din calibrarea la ultima versiune a GPTS (CK95) a secțiunii Lupoia (stratele de cărbune V–XIV), completat atât în partea inferioară (fig. 5a), cât și în cea superioară (fig. 5b), scara magnetostratigrafică rezultantă calibrată la GPTS (CK95) fiind ilustrată în figura 6. Ele reprezintă varianta în uz pentru magnetostratigrafia depozitelor dacian-romaniene din zona Lupoia.

Intervalul de polaritate normală dintre stratul VII de cărbune și cel de-al treilea banc al complexului VIII (fig. 4, fig. 6) este confirmat (vezi și fig. 3).

De la stratul VIII_s de cărbune până în partea superioară a secțiunii (fig. 4) se extinde o zonă de polaritate inversă (C2Ar), întreruptă prin scurte sectoare de polaritate nedefinită, cum sunt cele de la nivelele unor complexe de cărbune (X–XI, XIII).

În cariera Lupoia, pentru argilele intim asociate cu cărbunile au fost determinate caracteristici geochemice și mineralogice indicând sedimente intens alterate (S. Rădan, 1993), cu posibile implicații asupra rezoluției semnalului paleomagnetic (de exemplu, Rădan et al., 1992, 1994).

Intervalul dintre stratele VII și V de cărbune reprezintă o zonă de polaritate inversă (C3n.1r), cu două scurte sectoare marcând o polaritate nedefinită. Între bancurile complexului V este înregistrată o polaritate normală, atribuită părții terminale a sub-cronei Nunivak (4,62–4,48 mil.ani).

În zonele nordică și sudică ale carierei Lupoia au fost investigate paleomagnetic 8 subsecțiuni în scopul unei mai bune definiri a zonei de polaritate din partea bazală a sa (intervalul de sub stratul VI de cărbune până imediat sub bancul inferior al complexului V de cărbune; fig. 5a).

Partea superioară a secțiunii Lupoia (fig. 4) a fost prelungită până la nivelul solului (la data executării lucrărilor de teren respective, în anul 1993), deasupra stratului XV de cărbune (fig. 5b). A fost identificată o zonă de polaritate inversă (continuarea Cronei

of about 133 m, completed with another 26 levels within two boreholes in the southern vicinity, without considering several sampled parallel intervals.

More than 1060 oriented specimens from Lupoia quarry and about 380 ("up/down" oriented) from boreholes have composed the palaeomagnetic collection which has provided the magnetochronological model presented here.

The results of the petromagnetic study (including the AMS) and of the palaeomagnetic one were presented in several unpublished reports (Rădan et al., 1991, 1993, 1995).

The most important data have been pointed out in abstracts, extended abstracts and scientific notes (e.g., Rădan, Rădan, 1993, 1995, 1996a, 1996b; Rădan et al., 1992, 1994, 1995a, 1995b, 1995c, 1996a). A series of magnetic fabric and/or palaeomagnetic/magnetostratigraphic images from the Lupoia zone have been analysed and commented on the occasion of several oral or poster presentations (e.g., Rădan, Rădan, 1995, 1996b; Rădan et al., 1992, 1994, 1995, 1996a, 1996b).

Now the magnetostratigraphic model (Fig. 4) as resulted from the calibration of the Lupoia section (including the coal beds V–XIV) to the last version of the GPTS (CK95) is presented, completed both in the lower and upper parts (Fig. 5a, 5b).

The composite magnetostratigraphic scale calibrated to the GPTS (CK95) is shown in Figure 6. This represents the version in use for the magnetostratigraphy of the Dacian-Romanian deposits of Lupoia zone.

The normal polarity interval between the coal bed VII and the third layer of the coal seam VIII (Fig. 4, Fig. 6) is confirmed (see Fig. 3).

The interval from the coal bed VIII up to the upper part of the section (Fig. 4) represents a reversed polarity zone (C2Ar), interrupted by short sectors of undefined polarity (e.g., at the levels of the coal seams X–XI and XIII).

In Lupoia quarry, geochemical and mineralogical characteristics of highly altered sediments have been determined for clays intimately associated with the coal (S. Rădan, 1993). Implications on the palaeomagnetic signal resolution have been revealed (e.g., Rădan et al., 1992, 1994).

The interval from below coal bed VII up to coal bed V represents a reversed polarity zone (C3n.1r) with two short sectors of undefined polarity. Between the layers of the coal seam V a normal polarity assigned to the top Nunivak (4.62–4.48 Ma) is recorded.

In the northern and southern districts of Lupoia quarry eight subsections have been palaeomagnetically investigated in order to define better the polarity zonation at the basal part of the section (the



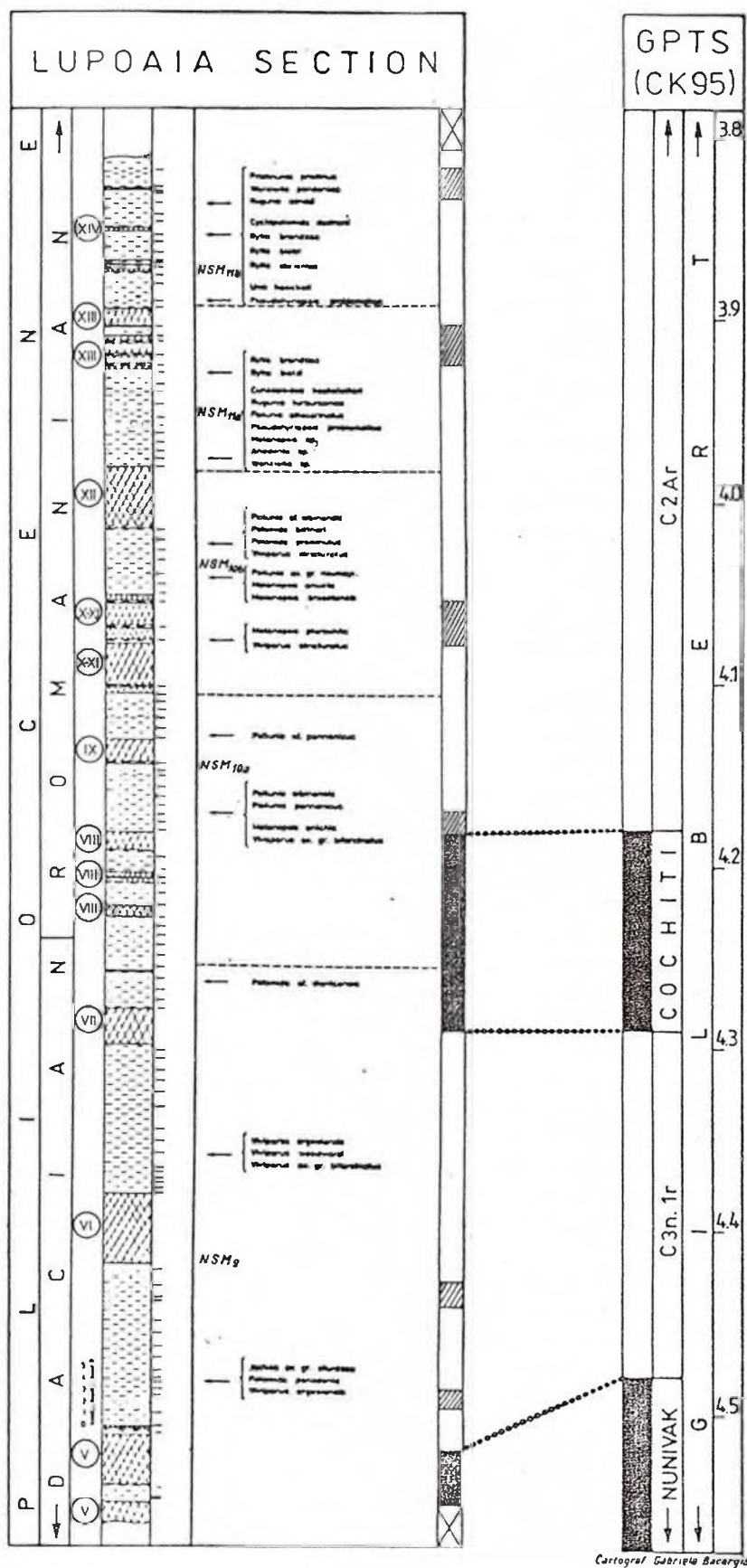


Fig 4 - Secțiunea Lupoaia (stratele de cărbune V + XIV) și secvența de polarități magnetice calibrată la GPTS (CK95).
- Lupoaia Section (coal beds V + XIV) and the magnetic polarity sequence calibrated to the GPTS (CK95).

C2Ar; fig. 4), urmată în partea terminală a secțiunii de o zonă de polaritate mixtă (o posibilă tranziție spre crona Gauss).

Toate subsecțiunile investigate au condus la secțiunea compozită Lupoia cu zonarea de polaritate magnetică resultantă asociată (fig. 6, partea stângă), calibrarea fiind făcută desigur la GPTS (CK95).

În partea centrală a figurii 6, coloanele de polaritate magnetică obținute pentru depozitele interceptate de două foraje de explorare (executate în vecinătatea carierei Lupoia, spre sud) confirmă polaritatea inversă (C3n.1r, partea inferioară), ce se extinde de la stratul de cărbune V până la stratul VI (inclusiv intervalul dintre bancurile acestuia) și dau informații suplimentare privind zona de polaritate normală dominantă evidențiată la baza secțiunii Lupoia. Aceasta se continuă în jos, spre stratul IV de cărbune, definind subcrona Nunivak (4,62–4,48 mil.ani).

Așadar, calibrarea la GPTS (CK95; fig. 6, partea dreaptă) relevă faptul că secvența de polaritate resultantă pentru secțiunea Lupoia compozită completată se extinde de la subcrona Nunivak (Crona Gilbert) până la o posibilă zonă de tranziție (R/N) spre Crona Gauss (limita Gilbert/Gauss: 3,58 mil.ani, CK95).

Intervalul complet de polaritate normală (dintre stratele VII și VIII) reprezintă subcrona Cochiti (4,29–4,18 mil.ani).

La nivelul subcrons Cochiti este plasată limita Dacian/Romanian, poziție confirmată de datele biostratigrafice (vezi fig. 4).

Observația 1. Speciile de moluște (fig. 4), biozonele (fig. 4, fig. 6) și unitățile litostratigrafice (fig. 6) sunt conform Andreescu (1991, 1995).

Observația 2. Numerotarea stratelor de cărbune este conform Nica (1991, 1994).

Observația 3. Ulterior, a fost menționată o corelare la subcrona Cochiti – localizată prima dată în cariera Lupoia în 1984 (Andreescu et al., 1984, 1986) – a asociației de micromamifere găsite la baza stratului VIII de cărbune, sugerând și o echivalență cu jumătatea inferioară a subzonei MN-15a (Rădulescu et al., 1989, în Rădulescu et al., 1993, 1995).

interval below the coal bed VI up to just below the lower layer of the coal seam V; Fig. 5a).

The upper part of the section Lupoia (Fig. 4) was prolonged above the coal bed XV (Fig. 5b) up to the soil level (at the date of the last field works, i.e. in 1993 year). A reversed polarity zone was found (the continuation of the C2Ar Chron; Fig. 4), followed by a mixed polarity zone in the terminal part of the section (a possible transition towards the Gauss Chron).

All subsections investigated led to the Lupoia composite section with its associated resultant magnetic polarity zonation (Fig. 6; the left side), the calibration being performed, of course, to the GPTS (CK95).

In the central part of Figure 6, the magnetic polarity columns obtained for the deposits intercepted in two boreholes (drilled in the southern vicinity of Lupoia quarry) confirm the reversed polarity (C3n.1r, lower part) extended from the coal bed V up to the coal bed VI (including the interval between the layers of the coal bed VI) and give more information regarding the dominant normal polarity zone found at the base of Lupoia section. This continues downwards, towards the coal bed IV, defining the Nunivak subchron (4.62–4.48 Ma).

So, the calibration to the GPTS (CK95; Fig. 6, the right side) reveals that the resultant magnetic polarity sequence of the Lupoia composite section completed ranges from the Nunivak subchron (Gilbert Chron) up to a questionable transition zone (R/N) towards the Gauss Chron (the Gilbert/Gauss boundary: 3.58 Ma; CK95).

The complete normal polarity interval (between coal beds VII and VIII) represents the Cochiti subchron (4.29–4.18 Ma).

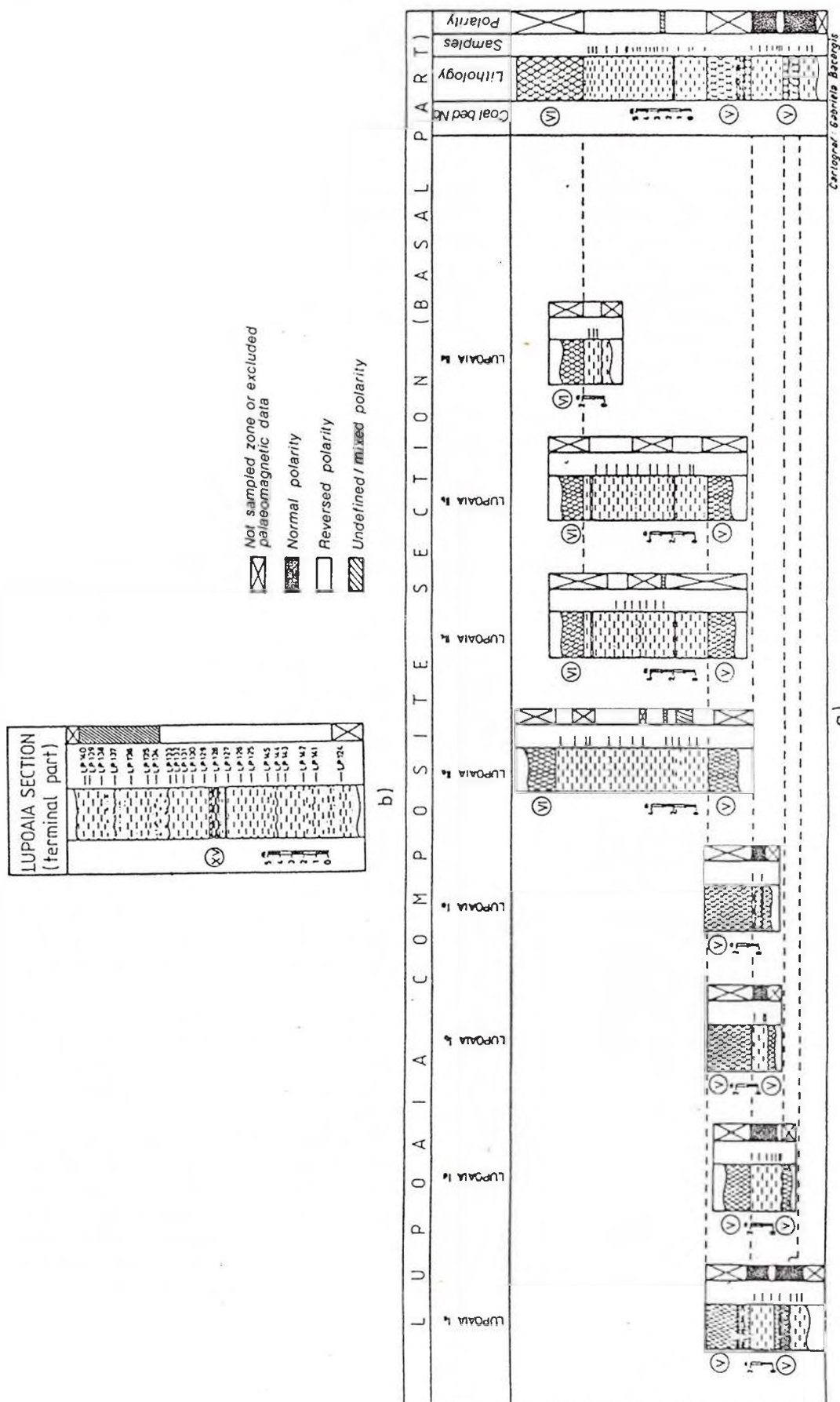
At the Cochiti subchron level the Dacian/Romanian boundary is located, a position which is confirmed by the biostratigraphic data (see Fig. 4).

Note 1. The mollusc species (Fig. 4), the biozones (Fig. 4, Fig. 6) and the lithostratigraphic units (Fig. 6) according to Andreescu (1991, 1995).

Note 2. The numbering of coal beds according to Nica (1991, 1994).

Note 3. Subsequently it has been mentioned a correlation to the Cochiti subchron – firstly located in Lupoia quarry in 1984 (Andreescu et al., 1984, 1986) – of the micromammalian association found at the base of the coal bed VIII, suggesting an equivalence with the Lower MN-15a subzone as well (Rădulescu et al., 1989, în Rădulescu et al., 1993, 1995).





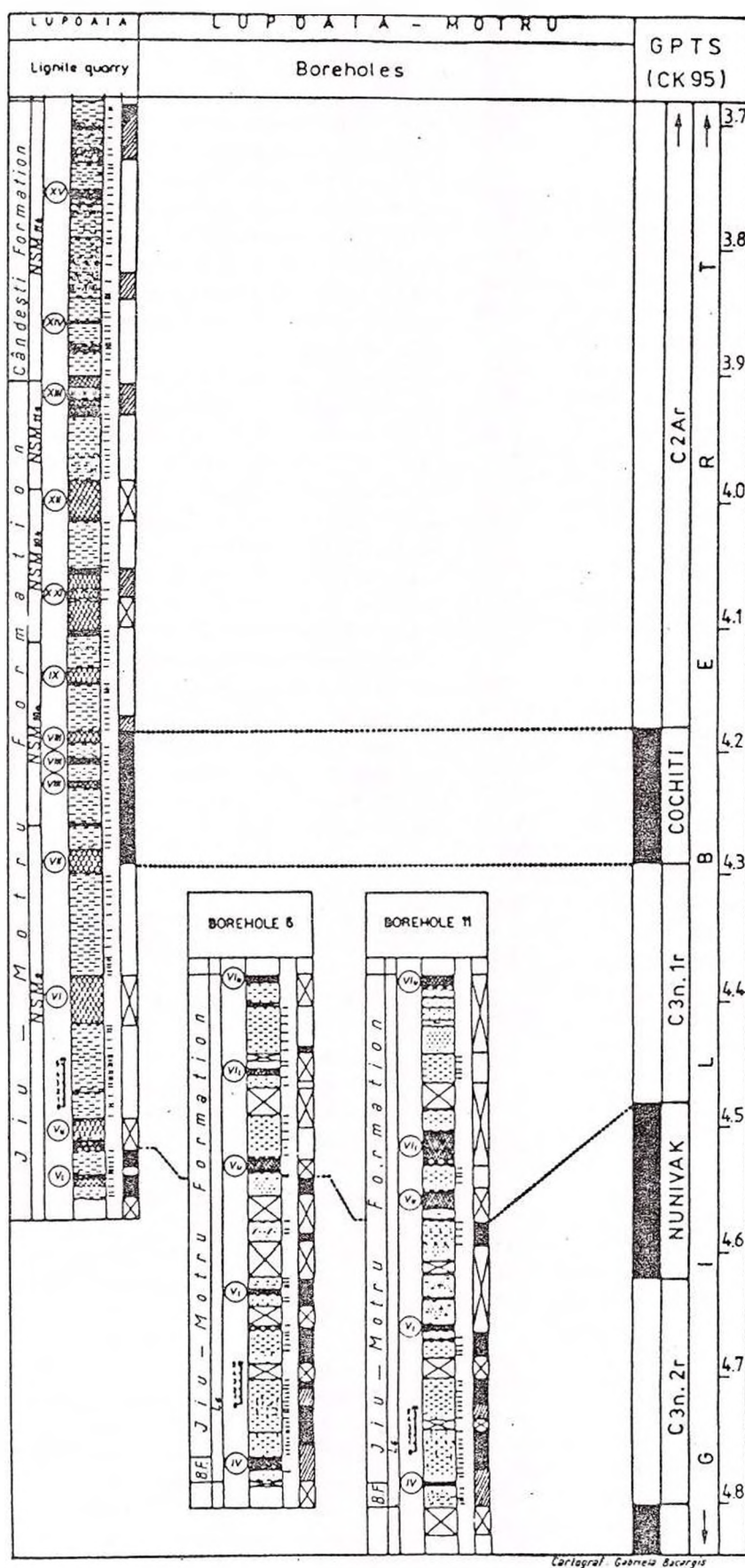


Fig. 6 - Secțiunea Lupoia compozită completată cu două foraje de explorare și secvențele de polarități magnetice corelate și calibrate la GPTS (CK95).
- Lupoia composite section completed with two boreholes and the magnetic polarity sequences correlated and calibrated to the GPTS (CK95).

5. Remarci concluzive

Subiectul propus spre abordare este, fără îndoială, extrem de vast, și nu într-o mai mică măsură, plin de interes. El provoacă realizarea unor studii urmărind *istoria geologică* a câmpului geomagnetic, în particular în cursul Terțiarului.

Rezultatele au implicații în cercetarea fundamentală și aplicații în diferite domenii ale geostiintelor și, nu în ultimul rând, ele pot fundamenta fizic instrumente inedite de investigare cu o deosebită capacitate de rezolvare a unor probleme de ordin practic, cu care se confruntă, de exemplu, geologia economică.

Un exemplu, referitor la acest din urmă aspect, a fost deja relevat, în legătură cu formațiunile cu cărbuni, a căror investigare paleomagnetice pe parcursul a cca. 15 ani a avut drept rezultat și *atestarea* magnetostratigrafiei ca tehnică de nominalizare și corelare a straturilor de lignit (vezi de exemplu, Rădan, 1996b).

În acest articol au fost însă prezentate câteva secțiuni pliocene ale căror scări de polaritate magnetică au fost recalibrate, în 1996, la ultima versiune a GPTS (Cande, Kent, 1995).

Ele constituie contribuții la cunoașterea structurii câmpului geomagnetic în cursul unor intervale de timp din Pliocen. Pe de altă parte, este realizată și urmărirea spațială a câmpului. Exemplul subcroniei Cochiti (4,29–4,18 mil.ani), identificată în toate secțiunile prezentate aici, situate unele în Avânfosa Carpatică, altele în Platforma Moesică, este interesant și din punct de vedere cronostratigrafic.

Evenimentul paleogeomagnetic menționat mai sus poate da răspunsul și la controversa existentă cu privire la prezența sau absența Dacianului superior în Avânfosa Carpatică, în vestul Bazinului Dacic.

O serie de alte considerații concluzive au mai fost făcute cu alte ocazii, evidențiind diferite contribuții ce pot fi aduse de scările magnetostratigrafice elaborate (de exemplu, îmbunătățirea rezoluției cronostratigrafiei Pliocenului, evaluarea magnetocronologică a unor lacune de sedimentare ș.a.; Rădan, Rădan 1996b).

O direcție atractivă de abordare viitoare a fost, de asemenea, relevantă (Rădan et al., 1995a), și anume o paralelizare a rezultatelor magnetocronologice și biocronologice existente pentru secvențe de lignit-argilă – prezentate aici parțial – cu magnetostratigrafia/biostratigrafia/ciclostratigrafia stabilite pentru ciclurile sedimentare pliocene din Sicilia (de exemplu, Langereis, Hilgen, 1991). Mai mult, rezultatele recent obținute de Van Vugt et al. (1996) privind magnetostratigrafia și ciclostratigrafia secvențelor de lignit-marne din Bazinul Ptolemais (nord-vestul Greciei) reprezintă o componentă complementară de un imediat interes.

5. Concluding remarks

The approached subject is, without doubt, extremely vast, and, not to a less extent, of great interest. This is a challenge to carry out a series of studies on the *geological history* of the geomagnetic field, particularly during the Tertiary.

The results have implications in the fundamental research and applications in different fields of the geosciences, and, not at last, they can constitute a physical background for new investigation tools with the capability of solving some practical problems of economic geology.

Regarding the last mentioned aspect, an example has already been revealed, concerning the coal bearing formations. Their palaeomagnetic survey during about 15 years has resulted in the development of the magnetostratigraphy as a technique of the nomination and correlation of the lignite beds (e.g., see Rădan, Rădan, 1996b).

The paper presents some Pliocene sections whose magnetic polarity scales were recalibrated (in 1996) to the last version of GPTS (Cande, Kent, 1995).

These represent some contributions to the knowledge of the palaeogeomagnetic field structure within some periods of time in Pliocene. On the other hand, the spatial survey of the palaeofield is carried out. The example of the Cochiti subchron (4.29–4.18 Ma) identified in all sections presented here, placed in the Carpathian Foredeep or in Moesian Platform, is of interest and equally has a chronostratigraphic significance.

The above mentioned palaeomagnetic event can be used to find a reply to the controversy concerning the presence or the absence of the Upper Dacian in the Carpathian Foredeep in the western part of the Dacic Basin.

Some other concluding considerations have been presented on other occasions, pointing out various disponibilities of the elaborated magnetostratigraphic scales (e.g. the improvement of the Pliocene chronostratigraphy resolution, the magnetochronological evaluation of some sedimentary gaps, and so on; Rădan, Rădan, 1996b).

An interesting direction within the research strategy has already been revealed (Rădan et al., 1995a), namely a future parallel approach of the existing magnetochronological and biochronological results for lignite-clay sequences – partially presented here – and the magnetostratigraphy/biostratigraphy/cyclostratigraphy performed on Pliocene sedimentary cycles from Sicily (e.g., Langereis, Hilgen, 1991). Besides, the recent results published by Van Vugt et al. (1996) concerning the magnetostratigraphy and cyclostratigraphy of lignite –



marl couplets from Ptolemais Basin (NW Greece) represent an exciting challenge.

Selected References

- Andreescu, I. (1983) Biochronology and Chronostratigraphy of Upper Pliocene and Lower Pleistocene in the Dacic Basin. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, p. 153-160, București.
- , Rădan, S. C., Rădan, M. (1986) Magnetostratigraphy of the Dacian-Romanian deposits of Lupoia Zone (North-Western Oltenia). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/4 (1983, 1984), p. 219-226, București.
- Cande, S. C., Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, p. 6093-6095.
- Enciu, P., Andreescu, I. (1990) Stratigraphy of the Pliocene-Pleistocene deposits in the south-western part of the Dacic Basin (Jiu-Desnău sector). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 74/4 (1987), p. 141-156, București.
- Langereis, C. G., Hilgen, F. J. (1991) The Rosselo composite: a Mediterranean and global reference section for the Early to Early Late Pliocene. *Earth Planet. Sci.*, 104, p. 211-225.
- Papaianopol, I., Jipa, D., Marinescu, Fl., Ticleanu, N., Macaleț, R. (1995) Upper Neogene from the Dacic Basin. *Rom. J. Strat.*, 76, Suppl. 1, Guide to excursion B2, X-th RCMNS Congress, p. 1-43, București.
- Rădan, S. C., Rădan, M. (1985) Contributions to the application of the palaeomagnetic method to the chronostratigraphic study of coal deposits. Abstract. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géophysique*, 29, 62, Bucarest.
- , Rădan, M. (1989) Palaeomagnetic and rock magnetic investigations on coal bearing formations. *IAGA Bulletin No. 53, Part B: Abstracts*, 253, Aberdeen.
- , Rădan, M. (1990) Some data concerning anisotropy of magnetic susceptibility of the palaeomagnetically investigated loesses. Veröffentlichung des Zentralinstitut für Physik der Erde, in "Geomagnetic field in Quaternary", Ed. Wiegand, F., Potsdam, 62, p. 19-21.
- , Rădan, M. (1993) Magnetic susceptibility anisotropy of coal bearing formations. Abstracts. *Annales Geophysicae*, Suppl. I, vol. 11, C96, XVIII EGS Gen. Assem., Wiesbaden, Germany.
- , Rădan, M. (1995) Palaeomagnetism and rock-magnetism of Upper Neogene deposits in the stratigraphic and sedimentogenetic context of the western Dacic Basin (Romania). Abstracts. 4-th Workshop of IGCP-329 Project ("Paratethys Neogene" Symposium), Bucharest.
- , Rădan, M. (1996a) Palaeomagnetism and rock-magnetism of coal bearing formations: applications and implications. *An. Inst. Geol. Rom.*, 69/1, p. 272-276, București.
- , Rădan, M. (1996b) Magnetostratigraphy as a technique of nomination and correlation of coal beds; two examples from western Dacic Basin (Romania). *Geol. Carp.*, 47, 3, p. 174-176, Bratislava.
- , Ghenea, C., Rădan, M. (1990) Palaeomagnetic investigation of Pleistocene formations in Romania and their magnetostratigraphic significance. Veröffentlichung des Zentralinstitut für Physik der Erde, in "Geomagnetic field in Quaternary", Ed. Wiegand, F., Potsdam, 62, p. 115-120.
- , Rădan, M., Rădan, S. (1992) On the fidelity and resolution of the magnetostratigraphic record in clays: inferences from coal bearing formations. XVII EGS Gen. Assem., Edinburgh (United Kingdom). Abstracts, *Annales Geophysicae*, Suppl. I, vol. 10, Part I, C23.
- , Rădan, M., Rădan, S. (1994) Magnetic properties of sediments associated with coal seams: applications and implications. Abstracts, 14, *New Trends in Geomagnetism - Biennial Meeting*, Castle of Trest, Czech Republic.
- , Rădan, M., Andreescu, I. (1995a) Magnetostratigraphy of Pliocene Lignite-Clay sequences in the Western Carpathian Foredeep (Romania). Program and Abstracts, I, A144, XXI IUGG Gen. Assem., Boulder (USA).
- , Rădan, M., Andreescu, I., Enciu, P. (1995b) Pliocene magnetostratigraphy in the Western Dacic Basin (Romania). XX EGS Gen. Assem. Abstracts, *Annales Geophysicae*, Suppl. I, 13, C73, Hamburg (Germany).
- , Rădan, M., Rădan, S., Andreescu, I., Vanghelie, I. (1996) Magnetostratigraphic and mineralogical study of Dacian-Romanian formations from Mehedinți area: towards the synonymous nomination of lignite beds related to the Motru zone. *An. Inst. Geol. Rom.*, 69/1, p. 324-331, București.
- Rădulescu, C., Samson, P. M., Știucă, E., Enciu, P., Popescu, A. (1993) New fossil mammal associations of the Jiu Valley. A contribution to the Early and Early Late Pliocene biostratigraphy of the Dacic Basin, Romania. *Trav. Inst. Spéol. "E. Racovitza"*, XXXII, p. 95-105, București.
- , Samson, P. M., Știucă, E., Horoi, V. (1995) Upper Neogene from the Dacic Basin. Guide to excursion D, X-th RCMNS Congress, Bucharest, *Rom. J. Strat.*, 76, Suppl. 6, p. 27-48, București.



**STUDIUL MONOGRAFIC AL PROPRIETĂȚILOR MAGNETICE ȘI
DENSITĂȚII ROCILOR DIN PRINCIPALELE ARII DE
DEZVOLTARE A METAMORFITELOR ȘI VULCANITELOR
(Partea a V-a - Regiunea de est a Masivului Gilău)
MONOGRAPH OF MAGNETIC PROPERTIES AND DENSITY OF
METAMORPHIC AND IGNEOUS ROCKS IN THEIR MAIN
OCCURRENCE ZONES
(Part V - Eastern part of the Gilău Massif)**

Dragomir ROMANESCU, Anca GEORGESCU, Valeria ROSIN, Corneliu NEDELCU-ION

Studiul monografic al proprietăților magnetice și densității metamorfitelor și vulcanitelor din principalele arii de dezvoltare, început cu câțiva ani în urmă, a continuat în 1996 în regiunea de est a Munților Gilău.

Primele informații, calitative, asupra proprietăților magnetice au fost obținute în anul 1957, când unul dintre autorii prezentului studiu, Dragomir Romanescu, a executat ridicări magnetometrice pe rama de vest a bazinului Iarei. Determinările calitative ale magnetizării unor probe de roci au condus, în final, la concluzia că anomaliile magnetice cartate în zonă nu puteau avea ca origine decât eventuale corpuri de magnetită pirometasomatică formate la contactul dintre calcarele cristaline, care aflorau în pârâul Almășani, și magmele banatitice intruse. Acest fapt a fost demonstrat prin lucrările miniere care au conturat zăcămintul pirometasomatic de magnetită Băișoara-Mășca-Cacova.

În anul 1976 s-a executat un studiu amănunțit asupra petrofizicii zăcămintului și au început cercetări sistematice asupra proprietăților magnetice și densității rocilor din zonele adiacente. S-a determinat susceptibilitatea magnetică pe carote rezultate din forajele săpate în zonă, s-au executat măsurători de susceptibilitate "in situ", cu prelevare de probe în lucrările miniere și din aflorimente.

Cercetările petrofizice au continuat în întreaga regiune în anii 1977, 1979-1982, ultimele lucrări efectuându-se anul acesta (1996).

Aria investigată măsoară aproximativ 360 km² și cuprinde bazinele văilor: Vadului, Ierții, Iarei, Feneșului, Stolnei și parțial Someșului Mic (fig. 1).

Cantitatea suficient de mare de informații petrofizice (12.700 măsurători "in situ" de susceptibilitate magnetică, 746 măsurători pe eşantioane prelevate la suprafață pe care s-au determinat susceptibilitatea magnetică, magnetizarea remanentă naturală și den-

The monograph which began some years ago continued in 1996 with the eastern part of the Gilău Mountains.

The first information on magnetic properties, the qualitative ones, had been obtained in 1957, when one of the authors of this study, Dr. Romanescu, carried out a magnetic surveying in the western part of the Iara basin. Qualitative determinations of magnetization of some rock samples led finally to the conclusion that the magnetic anomalies in this zone could not have another origin than bodies of pyrometasomatic magnetite. These bodies formed at the contact of crystalline limestones which occur in the Almășani rivulet with the intrusions of banatitic magmas. This fact has been proved by mining works outlining the pyrometasomatic magnetite ore Băișoara-Mășca-Cacova.

In 1976 a detailed study of petrophysical properties of this ore was carried out. At the same time systematic researches on magnetic properties and density of rocks from adjacent zones have been undertaken. Measurements of magnetic susceptibility on drilling cores as well as "in situ" measurements of magnetic susceptibility of rocks from mining works and outcrops have been performed. Also, a lot of samples have been drawn to determine in laboratory magnetic susceptibility, natural remanent magnetization and density.

Petrophysical researches continued in all region in 1977, 1979-1982, the last ones carried out in 1996.

The investigated area has 360 km² and covers the basins of Vadu, Ierții, Iara, Feneș, Stolna valleys and partly the basin of Someșul Mic valley (Fig. 1).

A lot of petrophysical information (12,700 "in situ" measurements of magnetic susceptibility and 746 laboratory determinations of magnetic susceptibility, natural remanent magnetization and density) allowed us to characterize from the magnetic proper-



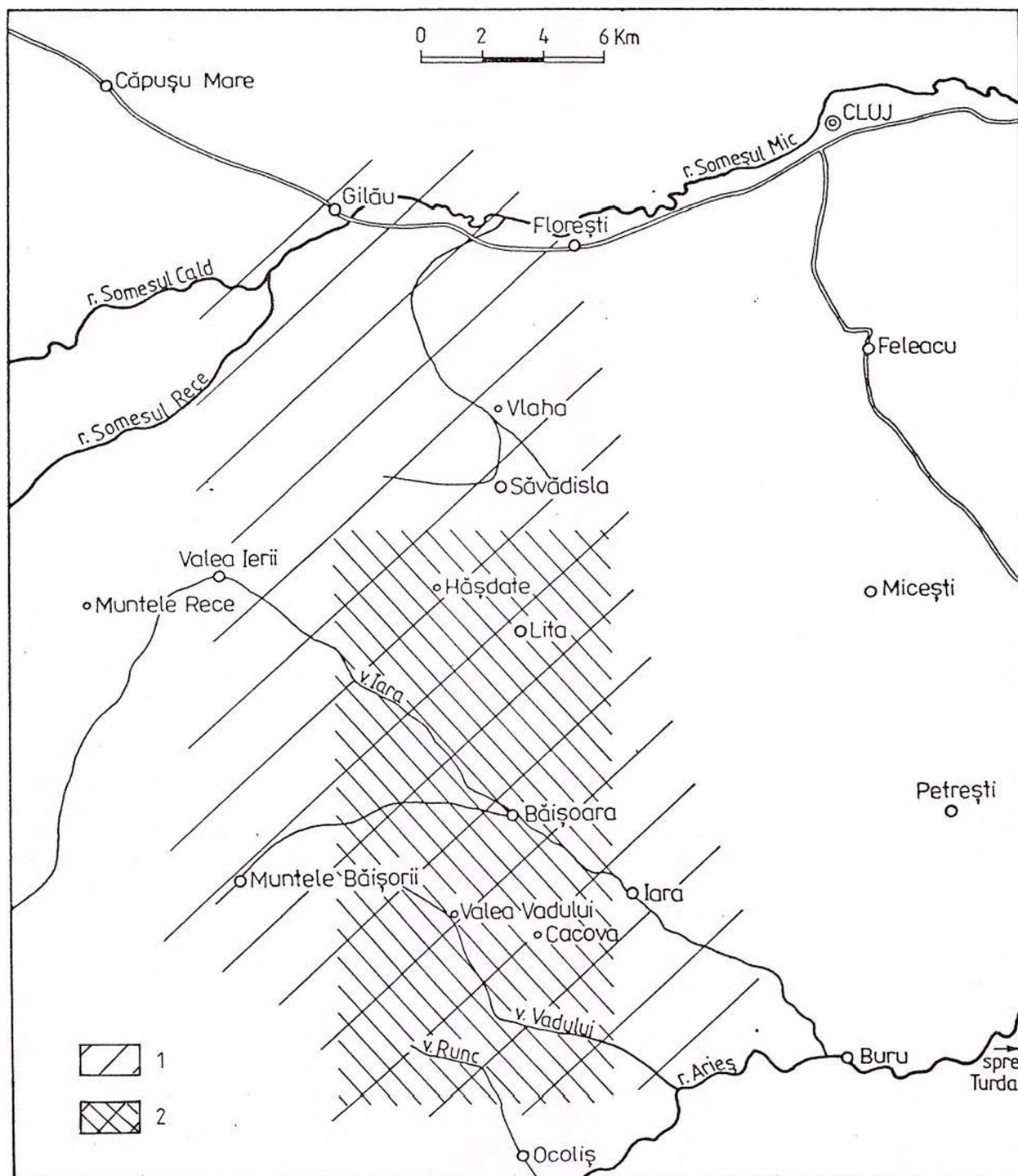


Fig. 1 - Regiunea de desfășurare a lucrărilor petrofizice (Partea de est a Masivului Gilău).

1, zonă cercetată; 2, aria pe care s-au executat hărțile petrofizice la scara 1:50.000

Zone of development of petrophysical works (Eastern part of the Gilău Massif).

1, investigated zone; 2, the zone on which the petrophysical maps 1:50,000 have been performed.

sitatea), a permis o caracterizare cuantificată din punctul de vedere al proprietăților magnetice și densității principalelor tipuri de roci. Pentru o zonă mai restrânsă (162 km^2) din întregul areal cercetat s-au întocmit și hărți de susceptibilitate magnetică și densitate la scara 1:50.000.

Din multitudinea informațiilor cuprinse în lucrare, reținem câteva date esențiale.

A. Grupul șisturilor cristaline:

- Seria de Baia de Arieș în totalitatea sa este foarte slab magnetică ($5-25 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$) și cu densitate medie ($2,60-2,80 \text{ g/cm}^3$).

- În cadrul cristalinelui de Biharia, granitoidele sincinematice apar ca slab magnetice ($5-100 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$), având și densitatea scăzută ($2,54-2,78 \text{ g/cm}^3$), în timp ce fondul șisturilor tufogene bazice, împreună cu cele cloritoase, poate atinge $200 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$, iar în zona Valea Vadului-Vf. Cătuș, chiar $1400 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$; densitatea acestora se află între limitele $2,60-2,93 \text{ g/cm}^3$, iar pentru cele din Valea Vadului între $2,63-3,00 \text{ g/cm}^3$.

- Seria de Codru este reprezentată prin ortoamfibolite, care sunt mediu magnetice ($50-800 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$) și de densitate $2,72-3,00 \text{ g/cm}^3$.

- În toate seriile metamorfice calcarele sunt foarte slab magnetice ($0-10 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$), densitatea lor fiind cuprinsă între $2,63-2,82 \text{ g/cm}^3$.

Sunt prezentate, de asemenea, informații asupra proprietăților magnetice și densității intercalațiilor de corneene și scarne +/- magnetit, cuarțite și amfibolite +/- magnetit, șisturi cloritoase etc., care se pot întâlni în toate seriile metamorfice.

B. Rocile magmatice fac parte, în totalitate, din grupul banatitelor. Cele mai răspândite sunt granodioritele, care apar sub formă de corpuri și filoane, a căror susceptibilitate magnetică atinge foarte rar $750 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$, ceea ce ne-a permis să constatăm că zona noastră reprezintă o excepție în întreaga regiune banatică. Se știe că granodioritelor, de regulă, le sunt proprii valori cuprinse între limitele $1000-2000 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$. Pe filoanele de andezite și dacite se măsoară $10-500$ și, foarte rar, $1000 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$. Numai dioritele sunt puternic magnetice ($2000-3000 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$).

Valorile densității sunt cele obișnuite pentru aceste roci, și anume, $2,55-2,70 \text{ g/cm}^3$ pentru granodiorite, andezite și dacite, și $2,77-2,82 \text{ g/cm}^3$ pentru diorite.

C. Rocile sedimentare sunt foarte slab magnetice. Am putut totuși separa pe cele cretacice (senonien), pe care am măsurat valori de susceptibilitate de până la $70 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$ și de densitate între $2,60-2,66 \text{ g/cm}^3$, de toate celelalte roci, mai tinere, a căror susceptibilitate nu depășește $50 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$, densitatea aflându-se între limitele $2,34-2,60 \text{ g/cm}^3$.

D. Petrofizica zăcămintului pirometasomatic Băi-

ties and density point of view the main types of rocks constituting the zone. The results are presented in tables. For a limited zone (162 km^2) magnetic susceptibility and density maps (1:50,000) have been accomplished.

The main results are briefly presented in the following:

A. Crystalline schists:

- Baia de Arieș series has very small values of magnetic properties ($5-25 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$) and medium values of density ($2.60-2.80 \text{ g/cm}^3$).

- Within the Biharia series, the synkinematic granitoids have small values of magnetic properties ($5-100 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$) and also low values of density ($2.54-2.78 \text{ g/cm}^3$) while tuffaceous basic schists and chloritic schists have, generally, $200 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$ and $2.60-2.93 \text{ g/cm}^3$. In Valea Vadului-Vf. Cătuș the magnetic values can reach $1400 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$ and density values $2.63-3.00 \text{ g/cm}^3$.

- Codru series is represented by ortho-amphibolites having medium magnetic values ($50-800 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$) and large density values ($2.72-3.00 \text{ g/cm}^3$).

In all metamorphic series the limestones have very small magnetic values ($0-10 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$) and the density is $2.63-2.82 \text{ g/cm}^3$.

There is some information about magnetic properties and density of intercalations of hornfels and skarns +/- magnetite, quartzites and amphibolites +/- magnetite, chloritic schists etc., which can be met in all metamorphic series.

B. Igneous rocks belong on the whole to the banatic group. The most spread rocks are the granodiorites occurring as veins and bodies. Their magnetic susceptibility has rarely values of $750 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$. That means they are an exception, knowing that, generally, the granodiorites have magnetic values of $1,000-2,000 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$. On the veins of andesites and dacites, the magnetic values are $10-500 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$, seldom $1,000 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$. Only the diorites have very large magnetic values ($2,000-3,000 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$).

The density values are $2.55-2.70 \text{ g/cm}^3$ for granodiorites, andesites and dacites and $2.77-2.82 \text{ g/cm}^3$ for diorites.

C. Sedimentary rocks have very small magnetic values. However, Cretaceous (Senonian) rocks, having magnetic values up to $70 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$ and density values $2.60-2.66 \text{ g/cm}^3$, have been separated from the other rocks - the younger ones - which have magnetic values up to $50 \cdot 10^{-6} \text{ uCGS}$ and density values $2.34-2.60 \text{ g/cm}^3$.

D. The petrophysical information about pyrometasomatic magnetite ore has been obtained by measurements on 30,000 m of lithological column, "in situ" measurements in mining works, as well as labora-



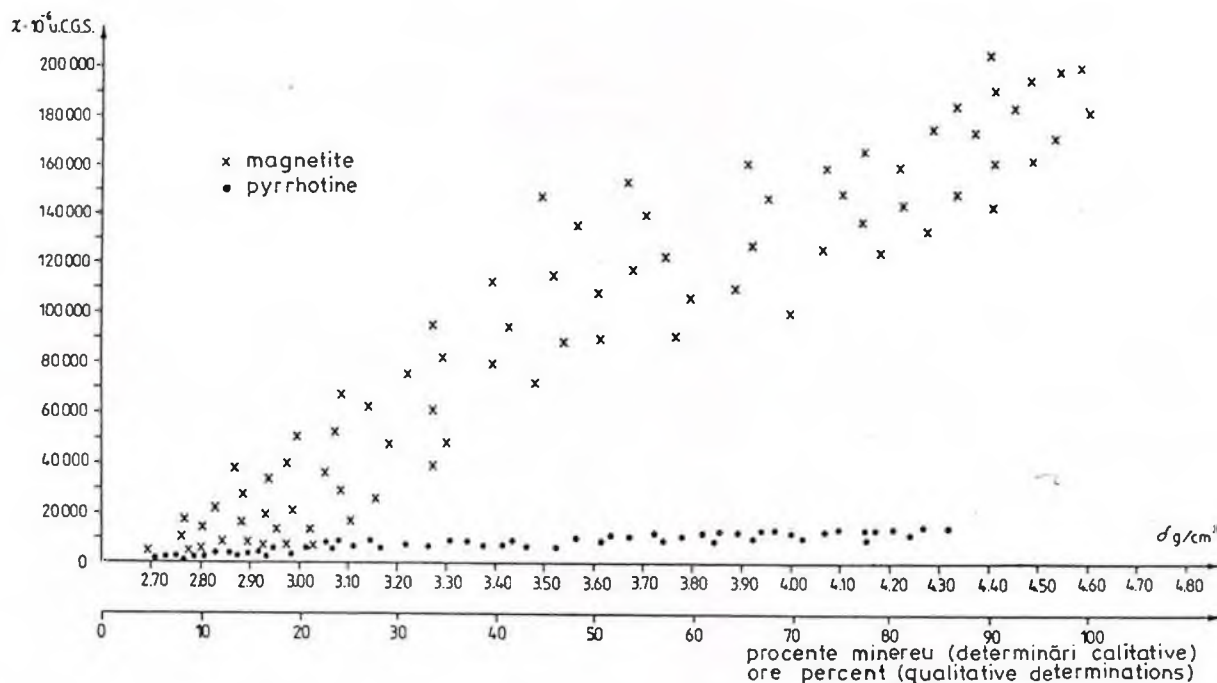


Fig. 2 – Corelația dintre valorile susceptibilității magnetice și densității probelor cu diferite conținuturi în minereu din zăcămintul Mașca-Cacova.

Correlation between values of magnetic susceptibility and density of samples having different content of ore in the ore deposit Mașca-Cacova.

șoara-Mașca-Cacova este amplu prezentată prin diagrame de variație a valorilor de susceptibilitate magnetică și densitate, rezultate din determinările efectuate pe 30.000 m de coloană litologică, măsurători "in situ" de susceptibilitate și determinări de laborator pe probe prelevate din subteran. Cele două proprietăți fizice sunt controlate strict de conținutul în magnetită și pirotină din corpurile mineralizate. În figura 2 prezentăm graficul corelației dintre valorile susceptibilității magnetice și densității probelor cu diferite conținuturi în minereu din zăcămint. Se observă separația netă dintre minereul de magnetită și cel de pirotină.

Din datele petrofizice s-a constatat că, în partea de nord a zăcămintului, sisturile cristaline (seria Baia de Arieș), cât și rocile sedimentare (gresii și marne senoniene) au suferit un fenomen de cornificare care a condus la mărirea valorilor susceptibilității și densității.

tory determinations on sample drawing from mining works. The two physical properties are strictly related to the content of magnetite and pyrrhotine in ore bodies. The correlation between values of magnetic susceptibility and density of samples having different content of ore is presented in Figure 2. It is to be noted the clear limit between magnetite ore and pyrrhotine one. Petrophysical data have shown that the northern part of the ore deposit crystalline schists (Baia de Arieș series) as well as sedimentary rocks (Senonian sandstones and shells) have been subjected to a thermal alteration process which led to an increase of magnetic and density values.

HARTA GEOTERMICĂ A ROMÂNIEI. SCARA 1:200 000
FOAIA BAIA MARE
GEOTHERMAL MAP OF ROMANIA. SCALE 1:200,000
BAIA MARE SHEET

Șerban VELICIU, Florența BERINDEI, Adriana ZAMFIR, Delia PAPP, Ion URECHE

Cercetările geotermice efectuate pentru foaia 1:200 000 Baia Mare se încadrează în programul Institutului Geologic al României de elaborare, reactualizare și imprimare a hărților geologice și geofizice naționale la scara 1:200 000.

Cercetările s-au desfășurat pe parcursul a doi ani. În 1995 s-a desfășurat faza preliminară, ce a constat în colectarea datelor geotermice pre-existente, prelucrarea și analiza acestora, măsurarea temperaturii în câteva foraje adânci (săpate de SC "Cuarț" SA Baia Mare) și întocmirea unei hărți geotermice preliminare. În 1996 s-a continuat analiza și sinteza datelor pre-existente și au fost executate 11 foraje scurte de prospecțiune geotermică situate în partea sudică a foii de hartă, acolo unde informațiile geotermice au necesitat o suplimentare.

Astfel, pentru realizarea hărții geotermice s-au utilizat în final date de temperatură obținute din:

- 32 de sonde relativ adânci (cu adâncimi cuprinse între 75 și 420 m), forate în perioada 1978 - 1995 de IPEG Maramureș (actualmente SC "Cuarț" SA Baia Mare) pentru hidrocarburi, hidrogeologie sau substanțe minerale (Veliciu, Diaconu, 1979; Veliciu et al., 1996);

- 115 foraje scurte de cercetare geotermică (cu adâncimea de 50 m) săpate de IGR în anii 1978, 1979, 1989 și 1996 (Veliciu, Diaconu, 1979; Veliciu, Diaconu, 1980; Veliciu, Zamfir, 1990; Veliciu et al., 1996; Berindei et al., 1997).

Din punctul de vedere al metodologiei aplicate, este de menționat că temperatura a fost măsurată în forajele scurte la cel puțin trei nivele de adâncime: 20, 30 și 40 m, iar în forajele adânci la mai multe nivele de adâncime, începând de la 20 m până la talpa sondei. Măsurătorile s-au efectuat cu un geotermometru electronic de teren care asigură o precizie de $\pm 0.05^{\circ}\text{C}$.

Colectarea unor probe de sită din foraje și eşantioane din aflorimente a permis determinarea în laborator a conductivității termice (tab.) a principalelor tipuri de roci din zonă. Valorile de conductivitate termică s-au obținut cu o metodă de măsură în regim termic tranzitoriu. Principiul metodei a constat în încălzirea probei cu ajutorul unei surse punctuale

The geothermal research for 1:200,000 Baia Mare sheet has been conducted within the Geological Institute of Romania Programme of compiling, reactualisation and printing of national geological and geophysical maps on the scale 1:200,000.

Two stages have been necessary to accomplish this scientific work. In a preliminary phase, during the year 1995, the existing geothermal data were collected, selected, processed and analysed. Temperature in some deep boreholes (drilled previously by SC "Cuarț" SA Baia Mare) were measured and a primary geothermal map was drawn. In 1996, the analyses and synthesis of the existing geothermal data were combined with investigation in 11 short geothermal boreholes which were drilled by GIR in the most southern part of the map, where the geothermal information was less dense.

Resuming the data collecting stage, it is important to notice that temperature data were obtained from:

- 32 deep boreholes (75 - 420 m deep) drilled between 1978 and 1995 by IPEG Maramureș (SC "Cuarț" SA Baia Mare) for hydrocarbons, hydrogeology or mining purposes (Veliciu, Diaconu, 1979; Veliciu et al., 1996);

- 115 short boreholes for geothermal researches (50 m depth) drilled by GIR in 1978, 1979, 1989 and 1996 (Veliciu, Diaconu, 1979; Veliciu, Diaconu, 1980; Veliciu, Zamfir, 1990; Veliciu et al., 1996; Veliciu et al., 1997).

As for the applied methodology it is worth mentioning that temperature was measured at three different depths in the short boreholes: 20, 30 and 40 m. In the deeper boreholes measurements have been performed at a deeper interval, usually from 20 m to the bottom of the hole, by means of an electronic field geothermometer that provided a precision within range of $\pm 0.05^{\circ}\text{C}$.

Thermal conductivity of the most characteristic rocks from Baia Mare region (see table) was measured by laboratory experiments on samples collected from both boreholes and from several outcrops. The thermal conductivity values were obtained using a transient thermal regime method. The basic principle of



de căldură produsă de un fascicol de radiație în infraroșu termal emisă de un laser cu CO_2 . Un termosensibilizator fixat pe proba de rocă a înregistrat creșterea temperaturii pentru un scurt interval de timp, această creștere fiind proporțională cu viteza de disipare a căldurii în roca analizată. Prin intermediul unui program adecvat și a unui calculator de proces s-au obținut valorile de conductivitate termică.

Datele de temperatură din foraje au fost utilizate pentru calcularea gradientului temperaturii și, prin interpolare cu ajutorul programului SURFER, pentru obținerea unei imagini a distribuției geografice a gradientului geotermic superficial în cadrul foii de hartă Baia Mare. S-au eliminat datele de temperatură provenite din foraje afectate total sau parțial de transferul termic convectiv. Harta geotermică întocmită utilizează ca bază de reprezentare Harta geologică a României la scara 1:200.000, foaia Baia Mare (Gherasi et al., 1967).

Conform datelor obținute din forajele adânci, considerând valoarea medie a gradientului geotermic, în zona Baia Mare se pot separa două regiuni:

- o regiune cu media gradientului geotermic de $5^\circ\text{C}/100\text{ m}$, situată în aria cartografică a eruptivului neogen;
- o regiune cu media gradientului geotermic de $2-3^\circ\text{C}/100\text{ m}$ corespunzătoare zonei de aflorare a depozitelor paleogene și neogene ale Bazinului Transilvaniei.

Din examinarea hărții întocmite (o schiță este prezentată în figură) izolinia de $6^\circ\text{C}/100\text{ m}$ închide o largă anomalie de maxim geotermic suprapusă, în general, zonei de dezvoltare a vulcanitelor neogene. Anomalia de maxim pare a fi delimitată de sistemele de falii active ulterioare fracturilor majore din regiune (nord-transilvană și Bogdan Vodă), dar anterioare manifestărilor vulcanismului neogen (Săndulescu et al., 1993). Sistemul de falii este orientat NE-SV și NV-SE și a afectat structura formațiunilor preneogene.

În cadrul anomaliei de maxim geotermic se individualizează câteva apexuri cu valori maxime de $10-16^\circ\text{C}/100\text{ m}$, dintre care unul este localizat în estul compartimentului ridicat Livada - Orașu Nou - izvoarele văii Săpânța, altul în zona elevației fundamentului paleogen Seini - Băița - Chiuzbaia, iar un al treilea în aria depresionară a fundamentului cristalin Tur Lung - Călinești - Bixad - Remeți (Veliciu, Diaconu, 1979). Anomalia de maxim geotermic depășește la SV de Baia Mare arealul vulcanitelor neogene. Se poate presupune că aici regimul geotermic este mai ridicat datorită intersecției sistemului de fracturi orientat NE-SV cu falia nord-transilvană. În lungul faliei Bogdan Vodă (aproximativ pseudo-

this method consists in heating the sample by means of a punctual heat source generated by a CO_2 laser flash transmitting in infrared. A thermosensibilizer fastened to the rock sample recorded the temperature rise for a short time period, the temperature increase giving the dissipation speed of heat pulse inside the rock sample. The thermal conductivity of the analysed rock is proportional with the dissipation speed of heat inside the sample. The thermal conductivity values were obtained using a proper software and a process computer which solved the analytical equation governing the heat pulse transfer into the examined rock sample.

The temperature data were used in computing the temperature gradient values for each observation points. Using for interpolation the SURFER software application, a picture of the geographical distribution of superficial geothermal gradient for the Baia Mare sheet has been obtained. The temperature data from boreholes affected by convective thermal transfer were eliminated. The geothermal map has been superposed on the Baia Mare sheet of the Geological Map of Romania scale 1:200.000 (Gherasi et al., 1967).

Taking into consideration the average geothermal gradient value derived from deep boreholes two zones in the Baia Mare region have been separated:

- a zone situated in the area of the Neogene igneous rocks with the average geothermal gradient of $5^\circ\text{C}/100\text{ m}$;
- a zone where the average geothermal gradient value is $2-3^\circ\text{C}/100\text{ m}$ corresponding to the outcrop zone of the Paleogene and Neogene deposits belonging to the Transylvanian Depression.

The map (a sketch is presented in figure) shows that the $6^\circ\text{C}/100\text{ m}$ contour line limits a large maximum geothermal anomaly, generally overlapping the Neogene volcanics cartographic area. This maximum anomaly seems to be delimited by the system of faults which were activated after the major fractures (the North-Transylvanian and the Dragoș Vodă - Bogdan Vodă faults) but before the Neogene volcanic manifestations (Săndulescu et al., 1993). The faults system strikes NE-SW and NW-SE and has disturbed the structure of pre-Neogene formations.

As parts of the maximum geothermal anomaly appear some zones with values of 10 to $16^\circ\text{C}/100\text{ m}$ located on the elevated compartments of the Paleogene basement Livada - Orașu Nou - Săpânța valley springs and Seini - Băița - Chiuzbaia and on the lower compartment Tur Lung - Călinești - Bixad - Remeți (Veliciu, Diaconu, 1979). The maximum geothermal anomaly exceeds at SW Baia Mare the cartographic border of the Neogene volcanics. It may be supposed



Tabel: Valori de conductivitate termică determinate pe probe de rocă (foaia Baia Mare)
Heat conductivity values determined on rock samples (Baia Mare sheet)

Localizare Location	Adâncime Depth (m)	Litologie Lithology	Conductivitate termică Heat conductivity (W m ⁻¹ K ⁻¹)
F 260 Cavnic	178	microdiorit	3.07
	595	microdiorite	
	715	rocă sedimentară argiloasă clayey sedimentary rock	3.18
F 262 Cavnic	365	rocă eruptivă alterată altered eruptive rock	4.18
	680	sedimentar sedimentary rocks	2.48
		microdiorit propilitizat și silicificat silicified propylitized microdiorite	3.80
F 511 Cavnic - Roata S	45	piroclastite, breccii hidrotermalizate pyroclasts, hydrothermal breccias	1.89
	96	piroclastite, curgeri de lave, roci sedimentare grezoase intens silicificate pyroclasts, flows of lava, silicified sandstones sedimentary rocks	1.85
F 516 Cavnic - Roata NE	65	andezit alterat altered andesite	1.48
	102	andezit alterat altered andesite	2.24
	120	microdiorit propilitizat și silicificat silicified propylitized microdiorite	1.35
Răzoare	carieră quarry	cuartit micaceu - Precambrian micaceous quartzite - Precambrian	3.81
		calcar cristalin - Precambrian crystalline limestone - Precambrian	3.59
		cuartit grafitos cu înțineru de mangan graphite quartzite with manganese ore	3.55
confluența v. Lupului-v. Mare	afioriment outcrop	marnocalcar fosilifer - Oligocen (str. de Buzușă) fossiliferous argillaceous limestone - Olig. (Buzușă beds)	3.42
Vima-Mică	afioriment outcrop	calcar fosilifer (strate de Ciocmani) fossiliferous limestone (Ciocmani beds)	3.31
Românești	afioriment outcrop	calcar fosilifer (strate de Ciocmani) fossiliferous limestone (Ciocmani beds)	3.26
V. Gâdelui	afioriment outcrop	gresie - Eocen (strate de Turbuța) sandstone - Eocene (Turbuța beds)	4.36
V. Chioarului	afioriment outcrop	riolit - Badenian	3.20
		rhyolite - Badenian	
		marnă - Senonian	2.71
		marl - Senonian	
		gresie micacee - Paleocen (fliș) micaceous sandstone - Paleocene (flysch)	2.70
Mesteacăn	afioriment outcrop	calcar fosilifer - Oligocen fossiliferous limestone - Oligocene	2.83
Răstoci	afioriment outcrop	calcar cu Nummulites fabiani limestone with Nummulites fabiani	3.64
		marnocalcar - Eocen sup. argillaceous limestone - Upper Eocene	3.61
Ileanda	afioriment outcrop	pelite fin nisipoase - Oligocen sandy pelite - Oligocene	2.38
Măgoaja	afioriment outcrop	gresie calcaroasă, marnoasă - Miocen marly calcareous sandstone	2.86
Rohia	afioriment outcrop	microconglomerat (Olig.sup.-Burdig.) microconglomerate (Upper Olig. - Burdigal.)	2.26
		marnă nisipoasă sandy marl	1.88
		concrețiuni sferoidale spheroidal concretions	4.20
		marnocalcar	
		argillaceous limestone	4.34

bordura bazinului de la sud de Baia Mare) se situează o altă anomalie de maxim geotermic.

În partea sudică a hărții valorile gradientului geotermic scad de la $6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ la $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ fiind caracteristice regimului geotermic redus al cuverturii post-tectonice paleogene și molasei neogene din Depresiunea Transilvaniei (Veliciu, 1987; Săndulescu et al., 1993).

Doar un număr de zece foraje adânci au întrunit condițiile impuse de standardele internaționale pentru determinarea fluxului geotermic regional pe baza valorilor gradientului geotermic mediu și a valorilor conductivității termice. Analizând valorile de flux termic se observă că zona Baia Sprie este caracterizată de un flux mediu de cca. 125 mW m^{-2} , zona Căvnic de 80 mW m^{-2} , zona Rotunda - Strâmbu Băiut de 70 mW m^{-2} , iar zona Cămărzana de 140 mW m^{-2} . Zona Baia Sprie prezintă un regim termic diferit în partea de est față de cea din vest. În partea estică fluxul geotermic este de numai 85 mW m^{-2} , pe când în partea vestică valoarea atinge 168 mW m^{-2} , fiind probabil afectată de existența unei celule convective hidrotermale. Valorile de flux termic menționate depășesc de 1.5 - 2 ori fluxul "normal" al zonei (cca. 60 mW m^{-2}). Ele se înscriu în anomalia geotermică regională de maxim caracteristică eruptivului neogen al Carpaților Orientali (Veliciu, Diaconu, 1980; Veliciu, 1987).

În ceea ce privește originea anomaliei geotermice regionale de maxim care apare pe teritoriul cuprins în foaia de hartă Baia Mare s-a demonstrat (Veliciu, Visarion, 1984; Veliciu, 1987) că atât fluxul termic terestru ridicat, cât și punerea în loc a lanțului neo-vulcanic Oaș - Gutâi - Tibleș sunt consecințe ale procesului din timpul Miocenului de subducție a litosferei pe paleoplanul de consum extern (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Săndulescu, 1984). Trebuie menționat că numai câteva procente reprezintă contribuția la anomalia regională a căldurii conservate în sistemele magmatice andezitice dezvoltate la nivelele superioare ale crustei. Acest fapt se datorează vârstei relative mai recente a formațiunilor aflate la sud de lanțul neo-vulcanic față de vulcanism.

that the high geothermal regime is connected with the zone in which take place the intersection between the NE-SW faults system and Nord-Transylvanian fracture. Another maximum geothermal anomaly is situated along the Bogdan Vodă fault (approximately the pseudolimit of the southern Baia Mare sedimentary basin).

In the southern part of the map the geothermal gradient value decreases from $6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ to $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ marking the reduced geothermal regime characterising the Transylvanian Depression (Veliciu, 1987; Săndulescu et al., 1993).

Only ten of the deep boreholes meet the international standard conditions imposed for regional terrestrial heat flow determinations using the medium temperature gradient and the thermal conductivity value. Analysing the heat flow values it has been observed that the Baia Sprie zone is associated to an average heat flow of 125 mW m^{-2} , Căvnic zone - 80 mW m^{-2} , Rotunda - Strâmbu Băiut zone - 70 mW m^{-2} and Cămărzana zone - 140 mW m^{-2} . Baia Sprie zone exhibits a different geothermal regime in the eastern and in the western part, respectively. In the eastern part the heat flow is only of 85 mW m^{-2} , but in the western part its value reaches 168 mW m^{-2} where the existence of a hydrothermal convective cell could not be excluded. The mentioned heat flow values exceed by a factor of 1.5 or 2 the "normal" heat flow (60 mW m^{-2}). The high regional heat flow values belong to the maximum geothermal anomaly, which is characteristic of the East Carpathians Neogene volcanic chain (Veliciu, Diaconu, 1980; Veliciu, 1987).

The regional maximum geothermal anomaly that appears on the Baia Mare map sheet has its origin (Veliciu, Visarion, 1984; Veliciu, 1987) in the Miocene subduction process of the lithosphere on the external consumption paleoplan (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Săndulescu, 1984). This geotectonic process resulted in both high terrestrial heat flow and the building up the neo-volcanic chain Oaș - Gutâi - Tibleș. It has to be mentioned that only a few percents represent the contribution to the regional anomaly of the heat preserved into the andesitic magmatic systems situated at the upper levels of the crust.



Selected References

- Gherasi, N., Bombiță, G., Kräutner, H., Vasilescu, Al. (1967) Harta geologică a României, scara 1:200 000, foaia 3 (Baia Mare). Inst. Geol., București
- Rădulescu, D., Săndulescu, M. (1973) The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, Amsterdam.
- Săndulescu, M. (1984) Geotectonica României. 336 p., Ed. Tehn., București.
- , Visarion, M., Stănică, D., Stănică, M., Atanasiu, L. (1993) Deep structure of the Inner Carpathians in the Maramureș-Tisa zone (East Carpathians). *Rom. J. Geophys.*, 16, p. 67–76, București.
- Veliciu, Ș. (1987) Geothermics of the Carpathians Area. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 16, București.
- , Diaconu, L. (1979) Cercetări geotermice pentru ape termale în zona versantului sudic al lanțului Oaș-Gutâi-Țibleș. Raport, arhiva I.G.R., București.
- , Diaconu, L. (1980) Cercetări geotermice pentru ape termale în zona versantului nordic al lanțului Oaș-Gutâi-Țibleș. Raport, arhiva I.G.R., București
- , Visarion, M. (1984) Geothermal models for the East Carpathians. *Tectonophysics*, 103, Amsterdam.
- , Zamfir, A. (1990) Cercetări geotermice pentru ape termale pe teritoriul județelor Bistrița-Năsăud și Cluj. Raport, arhiva I.G.R., București.
- , Zamfir, A., Berindei, F., Papp, D., Ureche, I. (1996) Harta geotermică a României, scara 1:200 000, foaia Baia Mare (în pregătire). Raport, arhiva I.G.R., București.
- , Berindei, F., Papp, D., Ureche, I. (1997) Harta geotermică a României, scara 1:200 000, foaia Baia Mare. Raport, arhiva I.G.R., București.



HARTA NAȚIONALĂ DE CURENȚI TELURICI
Foile de hartă 1:200.000 Bacău, Bârlad, Covasna și Focșani
NATIONAL TELLURIC MAPS
Joining of maps on the scale 1:200,000 Bacău, Bârlad, Covasna și Focșani

Cornelia FURNICĂ

Cercetările prin metoda curenților telurici efectuate între 1979 - 1980 și materializate prin hărți ale parametrilor specifici (J , K și μ) au constituit un suport pentru prezenta lucrare. Studiul a reprezentat doar un pas în asamblarea și sistematizarea datelor de câmp electric pentru harta națională de curenți telurici. Lucrarea ține cont de existența măsurătorilor între punctele de bază conținute în patru hărți sc. 1: 200 000 : Bacău, Bârlad, Covasna și Focșani, în intenția de a obține o imagine unitară pe acest areal.

Prin prelucrarea parametrilor mai sus menționați - clasici - s-a obținut elipsa de polarizare a câmpului electric, utilizând procedeul elipsei absolute, cunoscându-se faptul că elipsa telurică este o funcție complexă a "elipsei sursei" - dependentă de timp - și a "elipsei geologice" - ca invariant în raport cu timpul.

Având la bază reprezentarea grafică a elipselor de polarizare a câmpului electric (fig. 1), s-au dedus și alți parametri cum ar fi : diferența de fază dintre cele două componente ale câmpului electric, orientarea față de nord a axei mari a elipsei, elipticitatea, aria elipsei și parametrii lui Stokes. Cu privire la ultimii, ei sunt exprimați ca rapoarte adimensionale, determinarea lor fiind un pas important în studierea ulterioară a fenomenelor de reflexie și refracție la interfața dintre structuri geologice cu proprietăți electrice diferite.

În plus, a fost prelucrat, prin procedeul Baranov, un profil de valori μ , având ca rezultat o secțiune calitativă ce conține comportamentul liniilor de curent și, prin urmare, dedusă din acesta, o imagine a structurii în adâncime.

Rezultatele finale se constituie în hărți ale parametrilor clasici (fig. 2, 3) și ale celor derivați, în secțiunea obținută în urma modelării prin procedeul Baranov (fig. 4), discuțiile de mai jos referindu-se nu numai la parametrii clasici, ci și la aplicabilitatea celor noi.

Au fost puse în evidență câteva caracteristici structurale după cum urmează:

- anomalia de maxim, determinată în zona Galați,

The investigations carried out by telluric current method between 1979 and 1980, materialized in specific parametrical maps (J , K and μ), have been the support of the present work. With a view to assembling and systematizing the telluric data for the National Map of Telluric Current, this work has been just a step. The work has also taken into account the fact of existing measurements between the basis locations for four maps at the scale 1:200 000 : Bacău, Bârlad, Covasna and Focșani, in order to join them.

Processing the above shown parameters - called classical - using the absolute ellipse procedure, the electric field polarization ellipse has been obtained. It is already known that the telluric ellipse is a complex function of "source ellipse" - time dependent - and of "geological ellipse" - as an invariant.

On the basis of drawing the electric field polarization ellipse (Fig. 1), some other characteristic parameters have been derived, such as: the phase difference between the two electric components, the ellipse major axis orientation with respect to north, the ellipticity, the ellipse area, and the Stokes parameters. Concerning the last, they are usually expressed as undimensional ratios, their estimation being a serious step for further studies of reflection and refraction phenomena at the interface between geological structures having different electrical features.

Moreover, a profile of μ parameter values has been processed by means of Baranov procedure, resulting in a qualitative cross-cut of the current lines behavior and an image of the depth structure connected with, as well.

The final results consist of the classical and derived parameters mappings (Figs. 2, 3) and the Baranov cross-cut (Fig. 4), further discuss and conclusions referring not only to them but also to the feasibility of the new derived parameters.

Some structural features have been emphasized by different telluric parameters as follows:

- the high values anomaly determined in Galați region, visible on all maps, represents the effect of lifting of the North-Dobrogean promontory basement almost up to the surface; the prolongation tendency



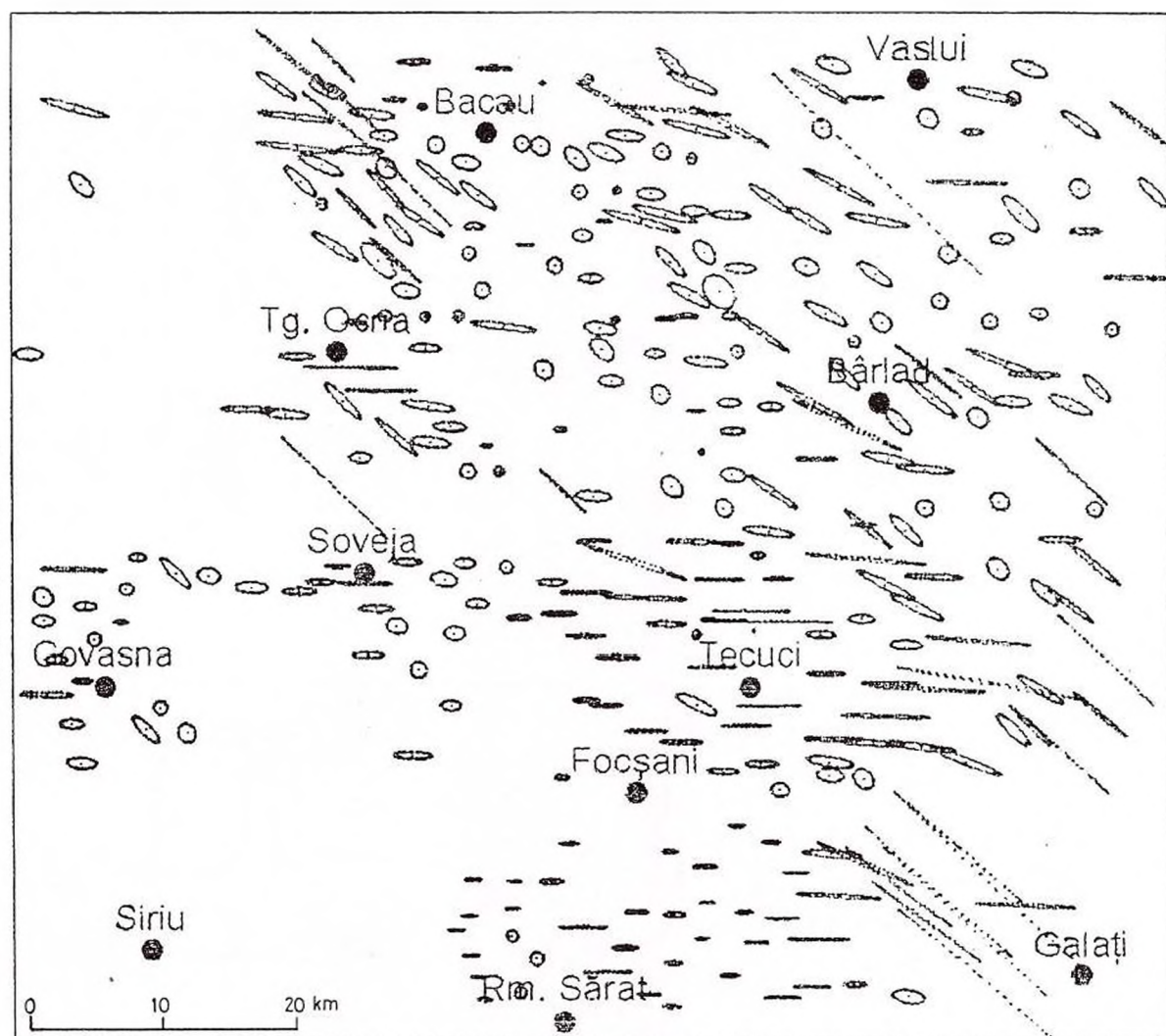


Fig. 1 - Harta cu elipsele de polarizație a câmpului electric. Foile: Bacău, Vaslui, Covasna, Focșani.

Map with the electric field polarization ellipses. Sheets: Bacău, Vaslui, Covasna, Focșani.

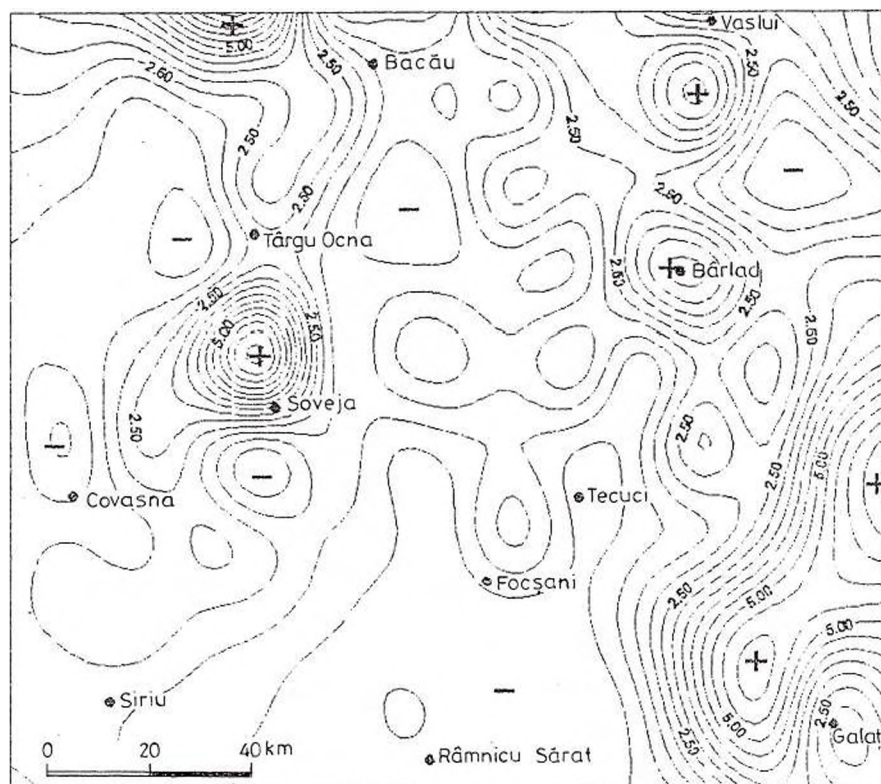


Fig. 2 – Harta parametrului J . Map of J parameter.

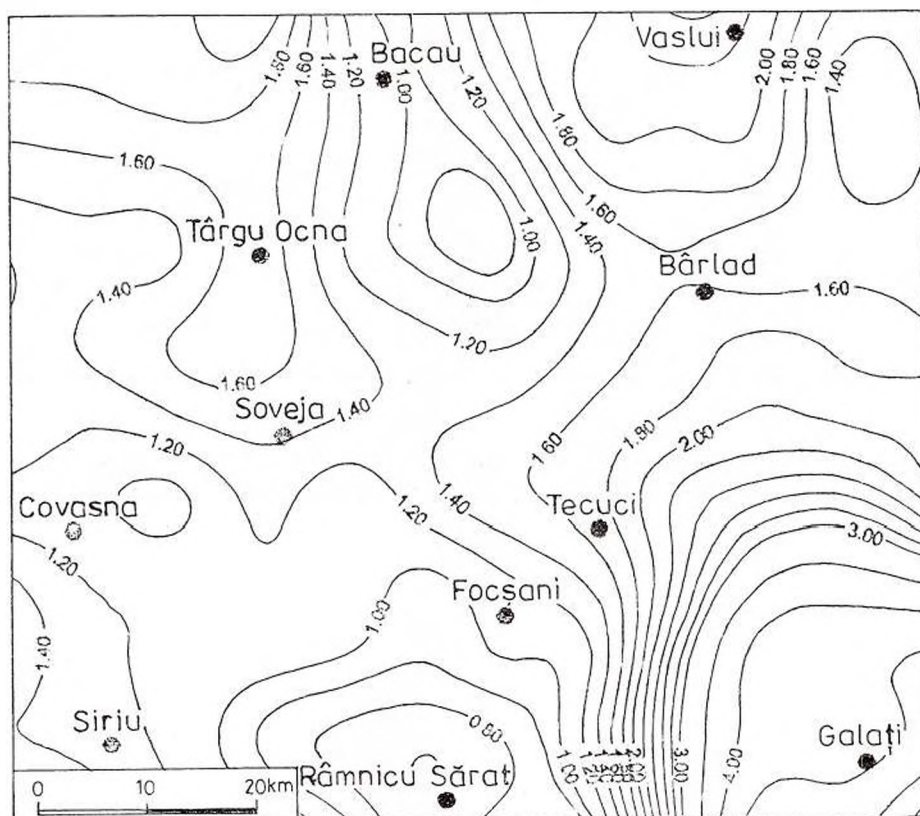


Fig. 3 – Harta parametrului μ . Foile: Bacău, Vaslui, Covasna, Focșani.

Map of μ parameter. Sheets: Bacău, Vaslui, Covasna, Focșani.



prezentă pe toate foile de hartă, reprezintă efectul ridicării fundamentului Promontoriului Nord - Dobrogean aproape la suprafață; tendința de prelungire a acestei ridicări pe sub depozitele sedimentare ale Avânfosei apare evidentă pe hărțile parametrilor μ , S_1 , S_3 , elipticitate și orientarea axei mari; limita de nord a Promontoriului Nord-Dobrogean cu Depresiunea Predobrogeană are loc în lungul unui sistem de fracturi;

- în partea mediană a Depresiunii Predobrogene există o structură anticlinală observabilă pe hărțile parametrilor K , J , elipticitate, S_1 , S_3 și orientarea axei mari, ca valori de maxim; spre nord această structură pare să se dezvolte până în dreptul localității Vaslui;

- pe flancurile nordic și sudic ale acestei ridicări mediane, apar zone de scufundare a subasimentului rezistiv, corelate cu îngroșarea depozitelor sedimentare;

- spre sud-vest de Vaslui, aproape toți parametrii prezintă o structură mai rezistivă - sursă a anomaliei de maxim rămasă deschisă în partea de nord a hărților; această anomalie se poate constitui într-o soluție în determinarea limitei sudice a Platformei Moldovenești și a contactului ei cu Platforma Scitică, limită a cărei soluție nu este univocă; prin urmare, această anomalie poate avea ca sursă chiar fundamentul rezistiv al Platformei Moldovenești. Cu privire la acestea, pentru a trage concluzii mai precise, ar trebui analizate și date din stații situate la nord de harta Vaslui;

- pe harta parametrului μ apare foarte bine conturat un cordon de gradient, marcând la vest și nord, limitele fundamentului Dobrogei de Nord; mai mult decât atât, acest cordon de gradient permite aprecierea că fundamentul este deplasat și coboară în trepte spre Depresiunea Focșani - Odobești, constituind cea mai tipică dezvoltare a Avânfosei Carpatice;

- la vest de Bârlad, toți parametrii telurici indică o îngroșare a zonei sedimentare;

- incluse în Avânfosa Externă, zone mai restrânse de rezistivitate crescută - prin comparație cu zonele adiacente - par să reprezinte fie consecința unor neomogenități rezistive incluse în cuvertura sedimentară, fie efectul cumulat al fundamentului și al neomogenităților din cuprinsul stivei sedimentare; aceeași situație poate fi reprezentată de zonele de maxim anomal, aflate în vestul zonei cercetate, cu precădere la nord și sud de V. Trotușului;

- minimul anomal din zona Brateș - Brețcu - Covasna are ca sursă îngroșarea depozitelor sedimentare reprezentând Depresiunea Brețcu;

- în încercarea de a modela câmpul teluric, a fost adoptat procedeul Baranov, ajungându-se la o sec-

of this ridge below Foreland sedimentary deposits is quite evident on the maps of μ , S_1 , S_3 , ellipticity, and major axis orientation; the northern limit of the North-Dobrogean Promontory with the Predobrogean Depression takes place along a fault system;

- in the middle part of the Predobrogean Depression there is an anticline structure determined on the K , J , ellipticity, S_1 , S_3 , and major axis orientation maps as high values anomalies; towards north, this structure appears to be developed up to Vaslui;

- on the northern and southern sites of this medial lifting, zones of dipping basement occur, connected with thickening of the sedimentary deposits;

- towards south-west of Vaslui, almost all parameters show a more resistive structure, being the source of the high values anomaly, remained opened in the northern part of the maps; this anomaly could be a solution for determining the southern limit of the Moldavian Platform and of its joint with Scythian Platform, known as an ambiguous problem till now; therefore, this anomaly could have as source the basement of the Moldavian Platform itself; regarding these, for more accurate conclusions, data north of the Vaslui map should be analyzed;

- on the μ parameter plotting, a very well contoured gradient belt occurs, emphasizing to the west and north the North Dobrogea basement limits; moreover this gradient belt imposes that the basement is removed and gradually dipping towards Focșani-Odobești Depression, being the most typical development of the Carpathian Foreland;

- towards west of Bârlad all telluric parameters show a thickening sedimentary zone;

- included in External Foreland, less extended zones of higher resistivity than the adjacent formations appear to be either the consequence of some resistive unhomogeneities inside the sedimentary cover, or taken joint actions of both basement and sedimentary sources; the same situation could be represented by the presence of high anomalous zones in the western searched area, particularly north and south of the Trotuș Valley;

- the low anomalous zone in the area Brateș-Brețcu-Covasna has as source the thickening of the sedimentary deposits representing the Brețcu Depression;

- in attempting to model the telluric field, Baranov procedure has been adjusted, achieving a cross-cut on NW-SE direction. This cross-cut qualitatively emphasizes the depth distribution of the geological structures like faults, blocks, relationship between the geological formations with different electrical features.

As a conclusion, the maps of the telluric parameters, either the classical or the derived ones, have



țiune transversală pe direcția NV - SE. Această secțiune pune în evidență, în mod calitativ, distribuția în adâncime a structurilor geologice cum ar fi falii, blocuri tectonice, relațiile dintre formațiunile geologice cu însușiri electrice diferite.

Ca o concluzie, hărțile parametrilor telurici, atât cei clasici cât și cei derivați, au un conținut structural preponderent regional, oferind un tablou unitar al relațiilor dintre diferitele elemente geologice ale orizontului rezistiv de referință din Moldova de Sud, permițând o corelare cu informațiile geologice și cu alte date geofizice.

a prevalent regional and structural content, yielding an integrated picture of relationships between the different geological elements of the resistive reference target in the Southern Moldavia, allowing a correlation with geological and other geophysical information.

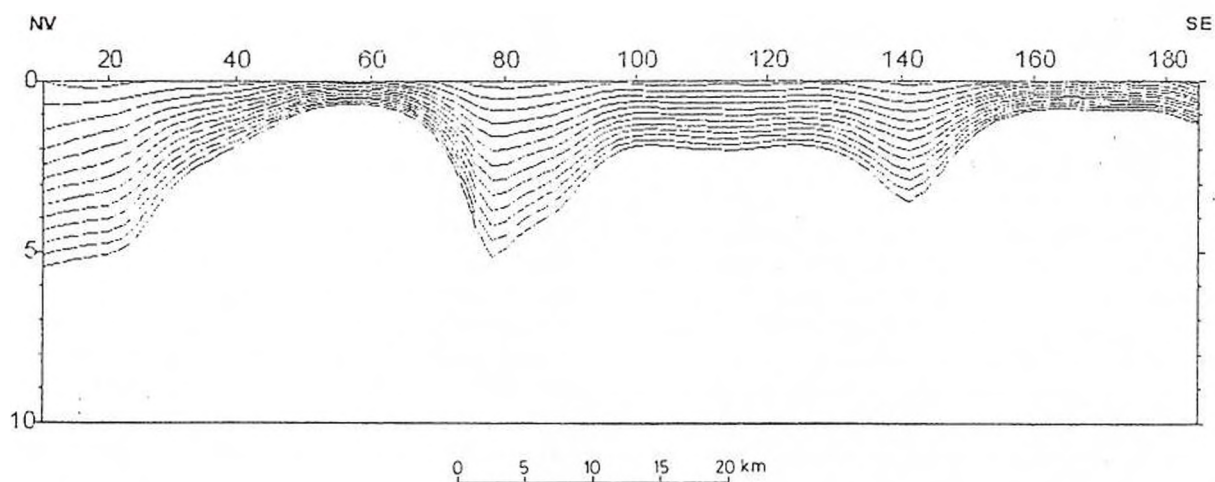


Fig. 4 - Secțiune a distribuției densității de curent obținută prin procedeul Baranov.
Section of the current density distribution obtained by Baranov procedure.

**HARTA GRAVIMETRICĂ A ROMÂNIEI, SCARA 1:50.000,
Foile Sânnicolau Roman, Gepiu, Ceica, Vârciorog și Vadu Crișului
THE GRAVITY MAP OF ROMANIA ON THE SCALE 1:50,000,
Sânnicolau Roman, Gepiu, Ceica, Vârciorog and Vadu Crișului Sheets**

Adrian NICOLESCU

Hărțile gravimetrice întocmite la scara 1:50.000 în anul 1996 au continuat activitatea de cartografiere gravimetrică spre sud a părții estice a Depresiunii Panonice, activitate începută în urmă cu 6 ani. Ele au fost elaborate pe baza unui număr de 5.104 stații gravimetrice, cu o densitate medie de acoperire de 3,5 st/km² și pentru două valori de densitate ale straturilor intermediare, 2,20 g/cm³ și respectiv, 2,67 g/cm³. Nivelul de referință a fost considerat nivelul zero (respectiv nivelul Mării Baltice), iar ca sistem de referință s-a adoptat sistemul gravimetric 1971. Calitatea foarte bună a materialului primar a permis obținerea hărților anomaliilor regionale și locale, care alături de datele geologice, geofizice și de foraj au condus la interpretarea adecvată a datelor. Corelarea acestor date a impus concluzia că anomalia Bouguer reprezintă, cu puține excepții, efectul reliefului fundamentului regiunii, fie fundament cristalin, fie fundament preneogen.

Problema interpretării anomaliilor gravimetrice locale din această unitate este mai dificilă deoarece substratul formațiunilor neogene este constituit dintr-o serie de formațiuni mezozoice relativ groasă pe alocuri. În aceste condiții se poate aprecia că anomaliile locale vor reflecta în principal contrastul de masă ce se realizează între formațiunile neogene și cele preneogene, ultimele putând fi alcătuite fie din șisturi cristaline, îndeosebi în sectorul vestic sau din șisturi cristaline și cuvertura lor mezozoică în sectorul estic. O problemă ce poate apărea în multe sectoare este dezvoltarea în secțiunea geologică a unor formațiuni cretacee în fașii de flis, care se diferențiază prin densitatea lor mai mică.

În cadrul Bazinului post-tectonic Beiuș se separă mai multe aliniamente de maxim și de minim, care sugerează o compartimentare a fundamentului în blocuri cu poziții spațiale diferite, mărginite de fracturi periferice.

Un prim aliniament de minim gravimetric cuprinde anomalia Luncasprie - E. Cotiglet - E. Stracos cu o forma alungită pe direcția NV-SE și amplitudinea de -5 mgal și în continuare spre NV, anomalia Tășad - Hidișelu de Sus, de formă ovală și cu amplitudinea de -3 mgal.

The gravity map sheets on the scale 1:50,000 performed during 1996 represent the continuation of an activity started 6 years ago.

Two variants of the Bouguer anomaly, for 2.20 g/ccm and 2.67 g/ccm, have been constructed on the basis of 5104 gravity stations, that represents a mean coverage of about 3.5 st/sq.km. The Baltic Sea reference level was taken into account for the elevation corrections and gravity system 1971 was used as a gravity reference level.

A good quality of the observation data allowed to gather high accuracy filtered images in separating regional and gravity effects, leading to an appropriate interpretation by integrating additional geophysical, geological and drilling data. Basically, the idea revealed within the interpretation process was that the Bouguer anomaly mainly represents the effect of the basement relief of the area.

Local anomalies can be interpreted with difficulty due to the presence of the thick Mesozoic formations inside this basement. Within such circumstances, the main contrasts could occur between the Neogene formations of the sedimentary cover and, respectively, the crystalline schists western area or the crystalline schists Mesozoic formations eastern region. The presence of the mesozoic flysch formations with its lower density values can seriously complicate the interpretation.

The gravity pattern within the Beiuș post-tectonic basin, with its higher and lower Bouguer anomaly sectors, suggested the presence of uplifted and lowered basement compartments along a complex fault system.

The first gravity alignment consists of two elongated anomalies: Luncasprie - E Cotiglet - E Stracos, striking north-west, with an amplitude of -5 mgal, and Tășad - Hidișelu de Sus, with an amplitude of -3 mgals.

The former shows a high gradient on its north-eastern flank, well superposed on the Corbești fault track, the contact between the Permian-Werfenian deposits and the Neogene cover of the Beiuș post-tectonic basin. The anomaly pattern seems to suggest a gradual deepening toward south-east of the basement, with a maximum depth between Crăncești and Topa de Sus villages.



Prima anomalie de minim prezintă pe flancul nord-estic un gradient orizontal mărit care se suprapune pe traseul faliei Corbești, ce marchează contactul tectonic dintre depozitele permo-werfeniene și cele neogene ale Bazinului post-tectonic Beiuș. După datele geologice falia Corbești poate fi urmărită pe cca. 10 km lungime, până spre bazinul Roșia, în sud-est. Configurația anomaliilor evidențiază că îngroșarea se face treptat de la NV spre SE, zona de maximă îngroșare fiind situată între localitățile Crăncești și Topa de Sus.

Anomalia de minim Tășad - Hidișelu de Sus, cu orientare aproximativ est-vest reprezintă efectul unui deficit de masă determinat de îngroșarea formațiunilor neogene, ceea ce corespunde unei zone de coborâre a fundamentului. Ea este mărginită la sud de un cordon de gradient orizontal mărit de 4-5 mgal/km, după direcția Tășad - Hidișelu de Jos - Sauaieu, ce reflectă o porțiune din fractura majoră care delimitează în partea nordică Bazinul post-tectonic Beiuș și apare decalat spre sud datorită unei fracturi NE-SV pe direcția aproximativă E Dicănești - V Stracoș - E Tășad, ce se reflectă și în harta gravimetrică prin inflexiunea izogalei de 0 mgal.

La paralela localității Mierlău gradientul orizontal atinge valoarea de 8-9 mgal/km și înspre nord se dezvoltă o anomalie locală de maxim cu o formă alungită pe direcția E-V și intensitatea în apex de 8 mgal și care reflectă un compartiment ridicat al fundamentului, bine încadrat tectonic (anticlinalul Drăgești - Mierlău).

La sud de această anomalie se dezvoltă un aliniament de minim S Sauaieu - Sumugiu - N Lăzăreni - Ceica, care se continuă spre sud-est, în prelungirea sinclinalului Lăzăreni - Beiuș. Se remarcă anomalia Sumugiu - Dicănești cu amplitudinea de -5 mgal și orientarea aproximativ E-V și care prezintă tendințe de maxim pe direcțiile Dicănești - Ceica, Sumugiu - Gepiu și Sumugiu - S Sauaieu.

Spre vest, pe teritoriul foilor Gepiu și Sănnicolau Roman se dezvoltă o tendință de minim pe direcția Sănnicolau Roman - N Gepiu - N Șititilec, care trece în continuare în Bazinul Beiuș ce reflectă tot un compartiment depresionar al fundamentului. Această interpretare este confirmată de hărțile transformate, care redau efectul gravitațional produs de morfologia fundamentului.

O semnificație deosebită pare să aibă fractura S Cheresig - S Livada - Leș, care se continuă spre est constituind limita nordică a Bazinului Beiuș. Corelată cu datele seismice, ea se plasează în zona axială a unei boltiri a fundamentului, care fără să aibă o săritură mare, contribuie probabil la separarea domeniilor de Bihor și de Codru. Această problemă este dificil de soluționat, deoarece formațiunile mezozoice ar putea fi prezente și în zona depresionară Sănnicolau Roman

The latter anomaly, Tășad - Hidișelu de Sus, striking mainly eastward, also represents the effect of a thicker neogene cover. In the southern area a higher gradient of about 4-5 mgals/km occurs between Tășad - Hidișelu de Jos - Sauaieu, by reflecting a segment of the major fault from the northern flank of the Beiuș post-tectonic basin. It seems to be southward shifted by a more recent tectonic accident, striking NE-SW, between E Dicănești - V Stracoș - E Tășad.

North of Mierlău latitude, where the gravity gradient reaches 8-9 mgals/km, a Bouguer anomaly E-W elongated high of about 8 mgals seems to reflect the presence of an uplifted sector of the basement within the area of the area of the Drăgești-Mierlău anticline.

South of this anomaly, between S Sauaieu - Sumugiu - N Lăzăreni - Ceica, a gravity low occurs, going on south-eastward, as an extension of the Lăzăreni - Beiuș syncline. Within the compartment, the Sumugiu - Dicănești local low of about -5 mgals as well as some maximum trends (e.g. Dicănești - Ceica, Sumugiu - Gepiu and Sumugiu - S Sauaieu) were outlined.

Westward, on the area of the Gepiu and Sănnicolau Roman map sheets, a gravity low trend occurs between the Sănnicolau Roman - N Gepiu - N Șititilec, going on towards the Beiuș basin, as a result of the presence on another lowered basement sector. This interpretation seems to be supported by the images provided by filtered gravity maps.

A special attention might be paid to the S Cheresig - S Livada - Leș fault, the northern limit of the Beiuș basin. As supported by the seismics data too, it seems to occur in an anticline area of the basement without producing a large shift of the neighbouring blocks, but probably splitting the area into two main domains (Bihor and Codru). It is rather difficult to solve the problem because the Mesozoic deposits could also be present in the depression area Sănnicolau Roman - N Gepiu - N Șititilec, with a maximum depth of about 2800 m, toward the state border area.

A general structural sketch on the scale 1:200,000, with many structural details for the territory of the Gepiu and Ceica map sheets, has been constructed on the basis of the interpretation of the filtered (regional and local) gravity maps (Figs. 1, 2).

The main aspects reflected by the high gradient areas consist in the outlining of the presence of the crustal faults along the southern and northern flanks of the Borod and Beiuș basins.

Close to the south, the revealed regional gravity lows seem to belong to the maximum basement depth areas, flanked by major faults, striking NE-SW and NW-SE. In both cases, between these major faults and the tectonic accidents of the basins southern flanks, uplifted compartments of the basement occur.

The special significance of the faults located in the



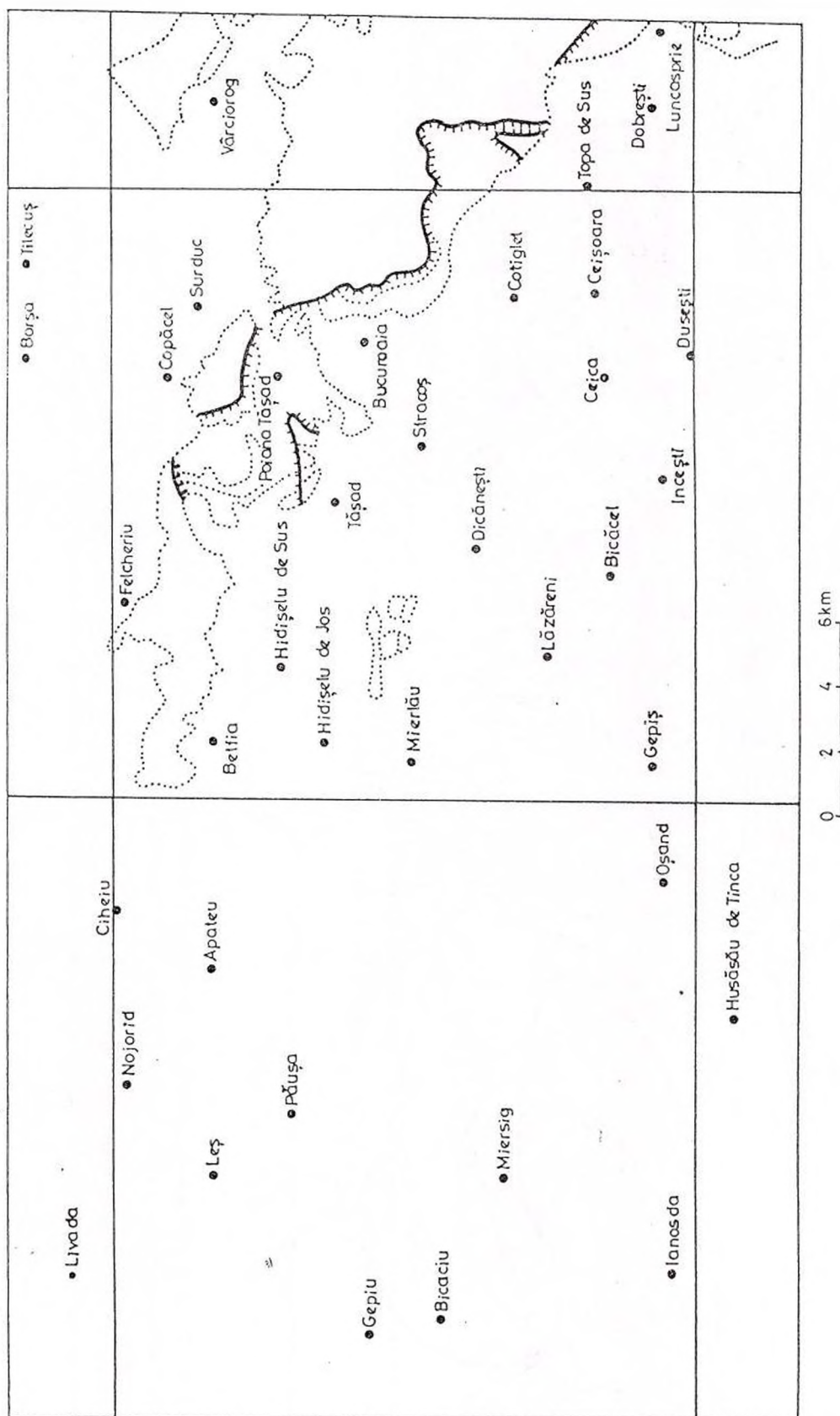


Fig. 1 - Harta geologică a formațiunilor neogene din sectorul estic al Depresiunii Pannonică, foile Gepiu și Ceicuș, scara 1:200.000. SISTEMUL PÂNZELOR DE CODRU: 1, depozite neogene și cuaternare acoperind formațiuni permieni și mezozoice; 2, Pânza de Arșeni (formațiuni permieni și triasice inferioare); 3, Pânza de Finiș-Gârda (formațiuni permien-mezozoice și metamorfice prealpine); UNITATEA DE BIHOR: 4, depozite neogene și cuaternare acoperind formațiuni mezozoice; 5, formațiuni cretacice inferioare în afloriment; 6, formațiuni jurasice superioare în afloriment. Datele geologice conform: Harta geologică scara 1:200.000, Șimleul Silvaniei, 1967; Harta geologică scara 1:50.000, Zece Hotare, 1986.

The geological map of the Neogene formations within Eastern Pannonic Depression, Gepiu and Ceicuș map sheets at the scale 1:200.000. CODRU NAPPE SYSTEM: 1, Quaternary and Neogene deposits covering Permian and Mesozoic formations; 2, Arșeni Nappe (Permian and Lower Triassic); 3, Finiș-Gârda Nappe (Permian-Mesozoic and prior to Alpine metamorphic rocks); BIHOR UNIT: 4, Neogene and Quaternary deposits covering mesozoic formations; 5, Cretaceous formations located in lower position within the outcrop; 6, Jurassic formations located at the upper position within the outcrop.

Geological data according to: Șimleul Silvaniei, 1967; Zece Hotare, Geological map at scale 1:50,000, 1986.

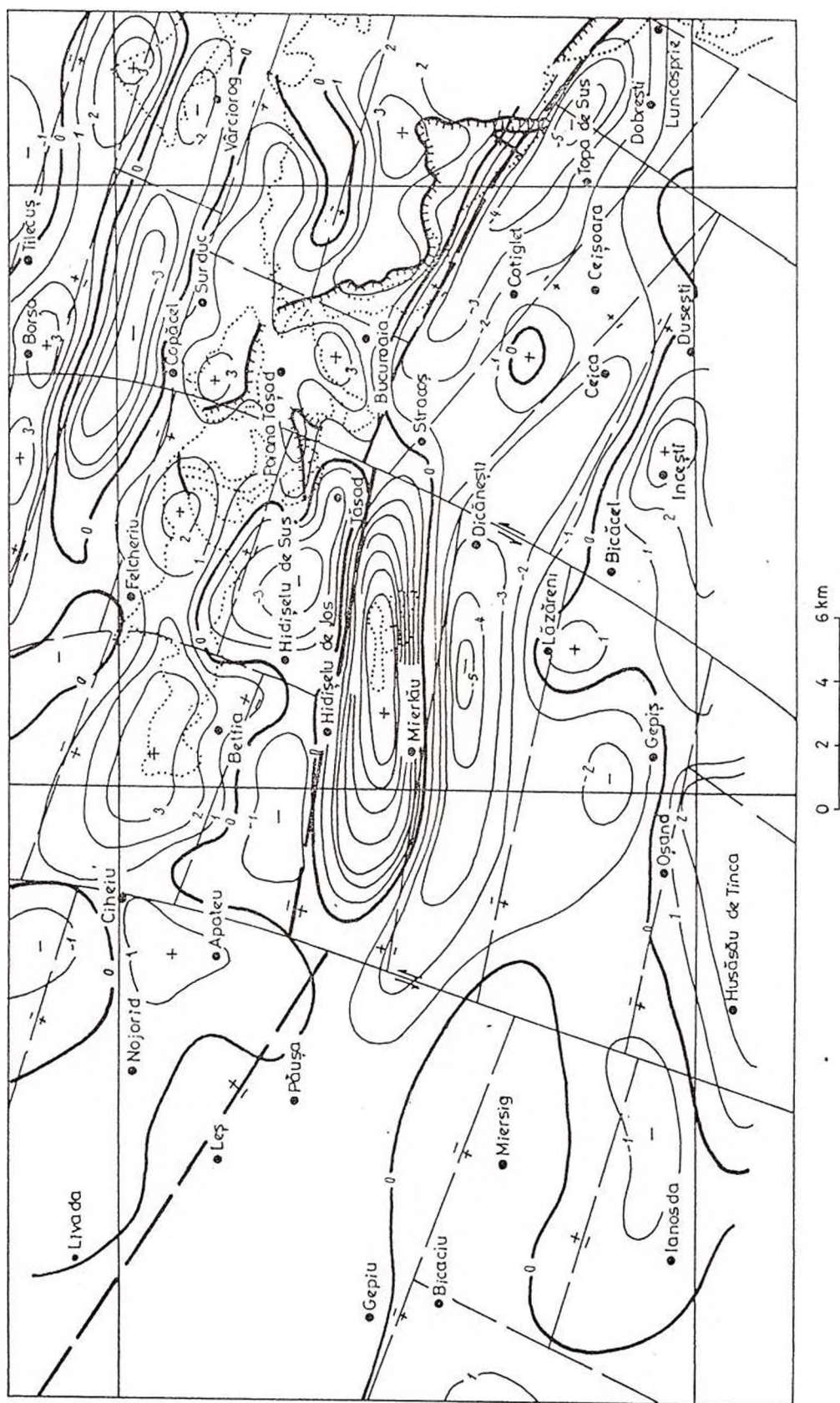


Fig. 2 – Elemente structurale de detaliu deduse din hărțile gravimetrice ale anomaliei locale, foile Gepiu și Ceica, scara 1:50.000.

1, izogală având valoarea de 1 mgal; 2, maxim gravimetric; 3, minim gravimetric; 4, fracturi de ordinul I; 5, fracturi de ordinul II; 6, fracturi de decroșare; 7, compartiment ridicat/coborât.

Detailed Structural elements as deduced from the gravity maps of the local anomaly, Gepiu and Ceica map sheets at the scale 1:50,000.

1, gravity contour (in mgals); 2, gravity high; 3, gravity low; 4, first order faults; 5, second order faults; 6, strike-slip faults; 7, uplifted/lowered compartment.

- N Gepiu - N Șititelec, cu adâncimea maximă de -2800 m, în zona de graniță cu Ungaria.

Pe baza hărților gravimetrice ale anomaliei regionale și locale întocmite pentru cele 5 foi de machetă, s-a realizat o schiță cu elemente structurale de detaliu pentru teritoriul foilor Gepiu și Ceica (anexele 1 și 2) la scara 1:200.000.

Aspectul general al câmpului gravitației în Bazinul Borodului și la sud de flancul nordic al Bazinului Beiuș arată că fracturile majore, reflectate de cordonuri de gradient orizontal mărit se dispun pe ramele nordice ale celor două bazine, și reflectă fracturi la nivel crustal.

Imediat la sud se remarcă anomalii regionale de minim, care corespund unor zone de maximă scufundare a fundamentului, delimitate de dislocații cu caracter major, cu orientări NE-SV și NV-SE, ce se situează în interiorul acestor bazine. În ambele cazuri, între aceste dislocații majore și cele corespunzătoare ramei sudice a bazinelor, ultimele mai puțin expresive, se dispun compartimente mai elevate ale fundamentului.

Importanța deosebită a fracturilor de pe rama nordică a bazinelor Borod și Beiuș este sugerată și de continuitatea lor spre vest, în substratul Depresiunii Pannonică, și care par a avea un caracter profund și înclinări spre SSV și SV.

Având în vedere morfologia anomaliei locale putem identifica traseul faliei majore S Livada - Leș - S Mierlău - Stracoș - N Cotiglet - Luncasprie, care se continuă spre sud-est și constituie flancul nordic al Bazinului post-tectonic Beiuș. Ea este afectată de fracturile din sistemul NE-SV, cum sunt fractura Miheleu - Dicănești - Poiana, și la vest fractura E Ianosda - Sauaieu - E Sânmartin. În interiorul acestor compartimente delimitate de fracturi majore se pot delimita blocuri ridicate și coborâte. În nordul foi Ceica poate fi urmărit traseul fracturii Serghiș - Felcheriu - N Sânmartin, care desparte în nord un bloc coborât pe direcția Varciorog - Sarand, reflectat printr-o anomalie locală de minim cu amplitudinea de -3 mgal, de un alt bloc, mai ridicat, Băile 1 Mai - S Felcheriu - E Poiana, ce marchează ridicarea formațiunilor cretacice ale cuverturii sedimentare ale Unității de Bihor pe direcție NV-SE și încălecarea lor de către formațiunile din sistemul pânzelor de Codru (Pânza de Arieșeni, în care o dezvoltare mare o au depozitele permieni și triasice inferioare).

La sud se remarcă, pe fondul unor anomalii locale de minim, un compartiment coborât alcătuit din trei sub-compartimente, Hidișelu de Jos - Sauaieu, Hidișelu de Sus - Tășad și Stracoș - Topa de Sus, din care ultimul este cel mai coborât.

La nord de tronsonul Dicănești - Sauaieu, ce aparține de fractura nordică a Bazinului post-tectonic Beiuș, pe baza morfologiei anomaliei locale Mierlău -

northern Borod and Beiuș basins is also emphasized by their extension to the large distances toward west, within the basement of the Pannonian Depression. They seem to deep toward SW or SSW and exhibit a large depth development.

Starting from the local Bouguer anomaly pattern, the track of the major fault Livada - Leș - Mierlău - Stracoș - Cotiglet - Luncasprie may be outlined too. It goes on south-eastward by constituting the northern flank of the Beiuș post-tectonic basin. On the other hand, it seems to be transformed by more recent tectonic accidents, striking NE-SW, as the Miheleu - Dicănești - Poiana and Ianosda - Sauaieu - Sânmartin faults.

Within the major compartments outlined by these major faults, second-order uplifted or lowered basement sectors may also be pointed out. Northern Ceica map sheet, the Serghiș - Felcheriu - Sânmartin faults separates a northern lowered block, Varciorog - Sarand, mainly reflected in gravity low of about -3 mgals and a southern uplifted one, Băile 1 Mai - Felcheriu - Poiana, which reflects the rising of the Cretaceous sedimentary cover of the Bihor Unit along the NW-SE strike and their overthrusting on the geological formations belonging to the Codru nappes system (Arieșeni nappe, within which Permian and Lower Triassic deposits have a large development).

Southward, the general low level of the gravity anomaly suggests the presence of a lowered sector of the basement shared into three compartments (Hidișelu de Jos - Sauaieu, Hidișelu de Sus - Tășad și Stracoș - Topa de Sus), among which the lowest position belong to the Stracoș - Topa de Sus area.

North of the Dicănești - Sauaieu sector, belonging to the northern fault of the Beiuș post-tectonic basin, the gravity anomaly local high seems to be the result of the presence of an uplifted compartment of the basement, as reflected by the outcropping of the Triassic rocks of the Arieșeni nappe within the area. It seems to go toward south-east, be separating the lowered compartment Stracoș - Topa de Sus from another lowered sector, Ceica - Dicănești - Sauaieu, that represents the pass through the Beiuș basin.

E Sauaieu și a intensității sale se poate delimita un compartiment ridicat ce reflectă apariția la zi a formațiunilor triasice din cadrul pânzei de Arieșeni. El pare a se continua spre sud-est, pe direcția Drăgești - Ceșoara, printr-un compartiment mai puțin ridicat ce desparte blocul coborât Stracoș - Topa de Sus de blocul coborât Ceica - Dicănești - S Sauaieu, care face trecerea spre Bazinul Beiușului.



CERCETĂRI MAGNETOTELURICE DE-A LUNGUL PROFILELOR LUGOJ-TEREGOVA ȘI ALBA-IULIA-AGNITA MAGNETOTELLURIC RESEARCHES ALONG LUGOJ-TEREGOVA AND ALBA-IULIA-AGNITA PROFILES

Maria STĂNICĂ, Dumitru STĂNICĂ, Liviu ASIMOPOLOS, Ana IVANOV, Horia NISTOR

Sondajele magnetotelurice (MTS) obținute pe aceste două profile (fig. 1) aduc, în principal, informații referitoare la structura adâncă și evoluția tectonică a Orogenului Carpatic și Depresiunii Panonice, precum și la vulcanismul asociat procesului de subducție. Prin utilizarea unui spectru larg de frecvențe s-a realizat tomografierea geoelectrică a crustei la adâncimi corespunzătoare acestora.

Evident, cei doi parametri geoelectrics mai importanți în obținerea unei imagini clare privind structura adâncă și elementele tectonice, cum ar fi zonele rupturale, planele de șariaj sau subducție, sunt rezistivitatea (ρ) și faza (ϕ). De notat că informațiile furnizate de acești parametri sunt prezentate atât pentru E-polarizat (ρ și ϕ paralel la structură), cât și pentru B-polarizat (ρ și ϕ perpendicular la structură), în cazul structurilor 2-D. Este important, de asemenea, să menționăm că ϕ oferă posibilitatea de a corecta "șiftul static" care apare în curbele de rezistivități datorită efectului neomogenităților laterale, în scopul de a îmbunătăți calitatea interpretării datelor.

Dezvoltarea spațială a principalelor unități tectonice și raporturile structurale dintre acestea au constituit obiectivul major al acestor cercetări. În acest context, o importanță deosebită a fost acordată Dacidelor Interne și Mediane, precum și Zonei de Suture Tethysiană Majoră.

Rezultatele magnetotelurice (MT) sunt prezentate ca secțiuni de adâncime (fig. 2 și 3) elaborate pe baza principalelor limite de contrast de rezistivitate și a pseudosecțiunilor de distribuție a rezistivităților și fazelor.

Profilul Lugoj - Caransebeș - Terego

Acesta reprezintă terminația sudică a geotraversei Vârșand - Lugoj - Terego, care urmează a fi continuată până la Baia de Aramă. În scopul prezentării unei imagini geologice mai generale, figura 2 include și rezultatele obținute între Vârșand și Lugoj.

Inversia curbelor MTS (rezistivitate și fază) a condus la un model geoelectric care constă din patru

Magnetotelluric soundings (MTS) achieved on these two profiles (Fig.1) mainly emphasize the deep structure and the tectonic evolution regarding the Carpathian Orogen and the Pannonian Depression, as well as the volcanism associated to the subduction process. By using a large scale of frequencies, the geoelectrical tomography of the crust for various depths was accomplished.

Obviously, the two most important geoelectric parameters in giving a clear image concerning the deep structure and tectonic elements, such as the ruptural zones, thrust and subduction planes, are resistivity and phase. It is to note that the information given by these parameters is shown both for the E-polarization (resistivity and phase parallel to the structure) and B-polarization (resistivity and phase perpendicular to the structure), in the case of the 2D geological structure. It is also important to mention that the phase parameter offers the possibility to correct the "static shift" effect existing in the resistivity curves, generated by the lateral inhomogeneities, with the aim to improve the quality of the data interpretation.

The development on the horizontal and vertical direction of the main tectonic units, as well as establishment of the structural reports among them, constituted the major task which had to be revealed. In this context, a special problem is related to the supplementary data concerning both the Internal and Median Dacides and the Main Tethyan Suture Zone.

The MT results are presented as deep cross sections (Figs. 2 and 3) elaborated on the basis of the main resistivity contrast limits and resistivity and phase distribution pseudosections. In order to verify the accuracy of the geological model (Vârșand-Lugoj), a 2D modelling was carried out (Fig. 4).

Lugoj-Caransebeș-Terego profile

It represents the southern end of the Vârșand-Lugoj-Terego geotranssect, which is to be continued next year up to Baia de Arama. This is the reason that Figure 2 includes also the results obtained between Vârșand-Lugoj, in order to reveal a more



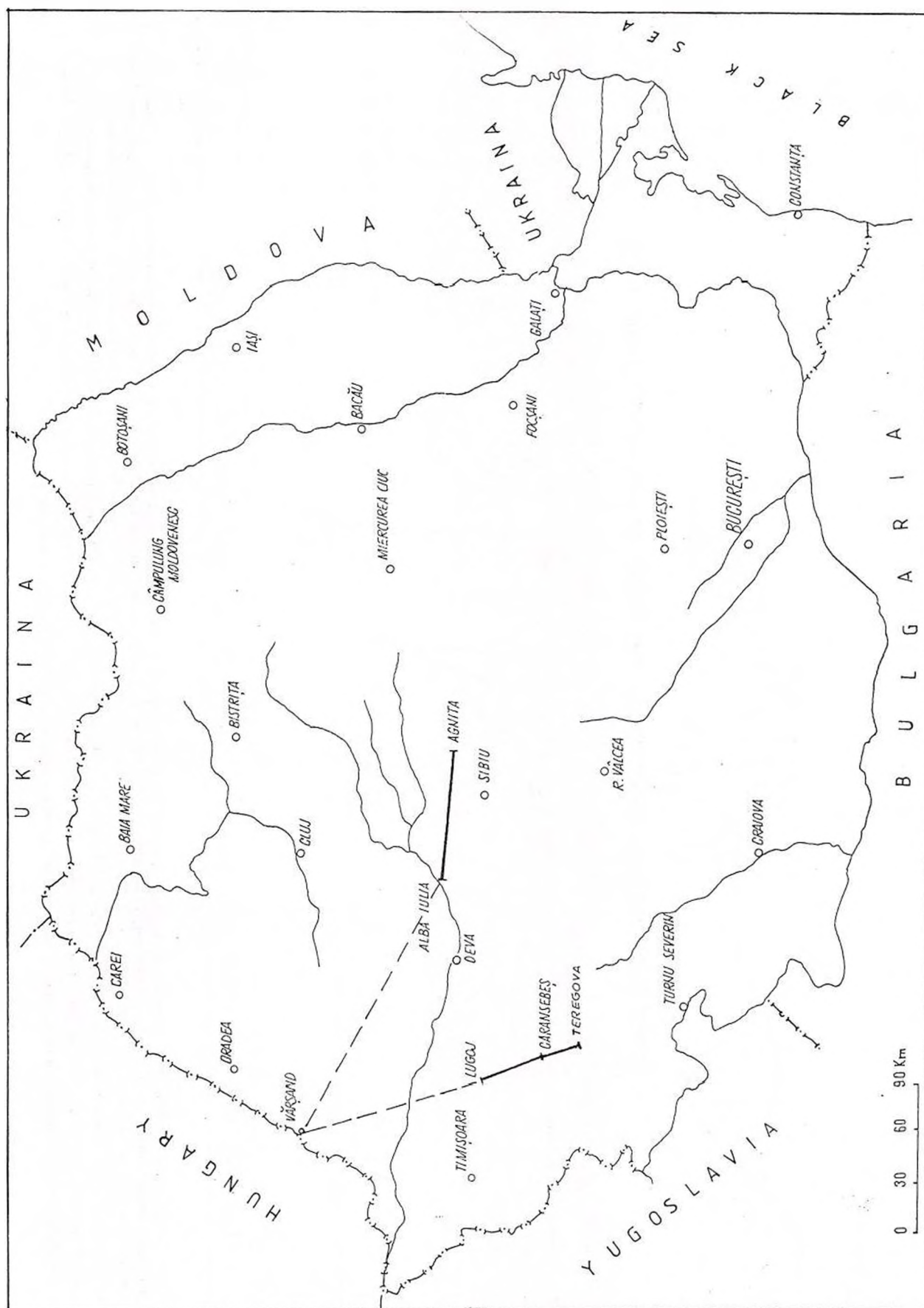


Fig. 1 – Schiță cu amplasamentul profilurilor magnetotelurice.
Sketch with the location of the magnetotelluric profiles.

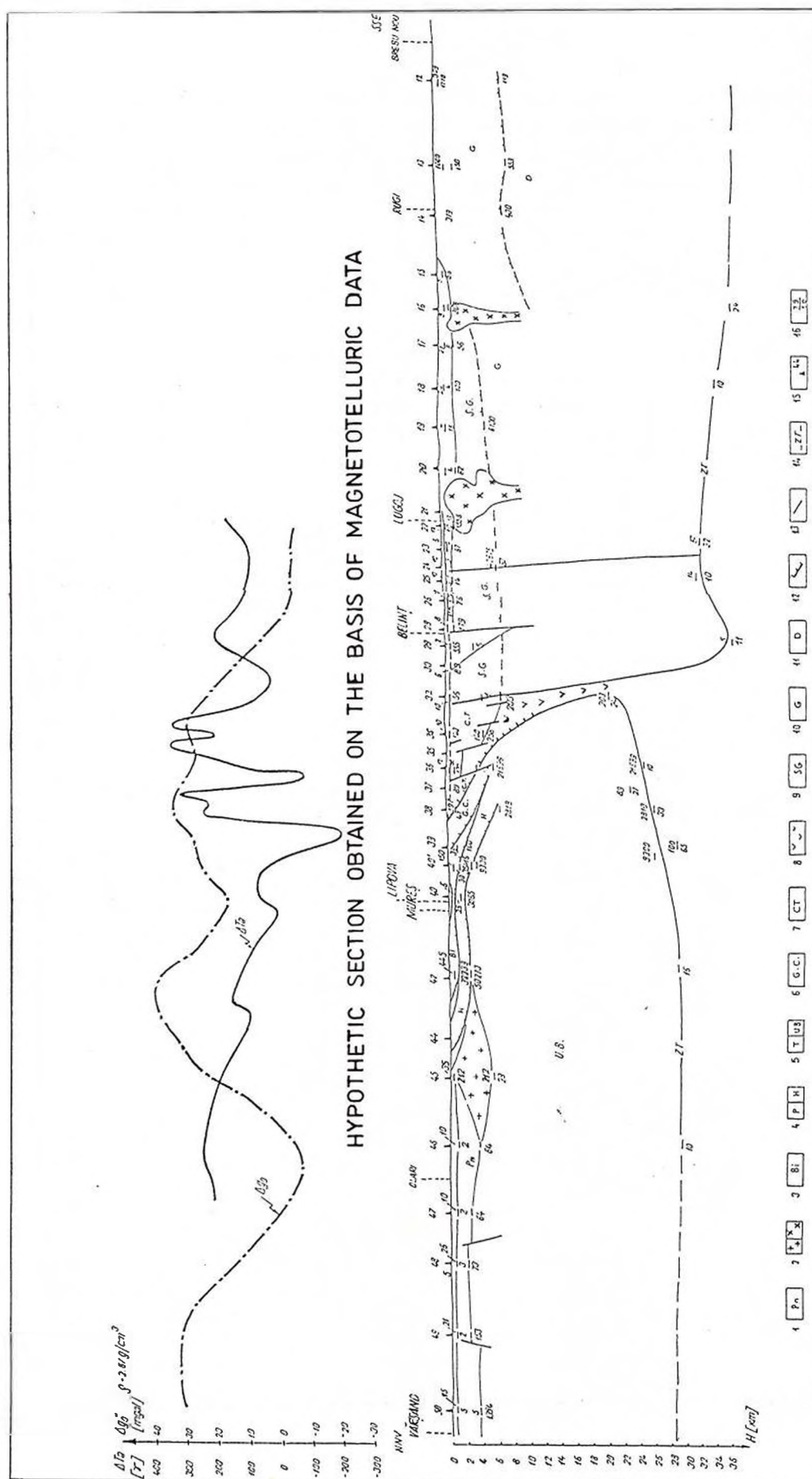


Fig. 2 - Secţiune magnetotelurică de adâncime de-a lungul profilului Vârşand-Teregova. 1, cuvertura sedimentară neogenă; 2, magmatite (neogene şi banatite); 3, Pânza de Biharia; 4, Pânza de Highiş (P-cuvertura sedimentară); 5, unitatea de Bihor (T-cuvertura sedimentară); 6, Pânzele Căpâlnaş-Techereu; 7, Pânzele Groşi-Oriş; 8, zona principală tethyană de sutură; 9, Pânza Supragetică; 10, Pânza Getică; 11, unităţi danubiene; 12, şariaj; 13, falie; 14, zonă de tranziţie; 15, amplasament MTS; 16, rezistivitate. Magnetoteluric deep cross-section along the profile Vârşand-Teregova. 1, Neogene sedimentary cover; 2, Magmatites (Neogene and banatites); 3, Biharia Nappe; 4, Highiş Nappe (P-sedimentary cover); 5, Bihor Unit (T-sedimentary cover); 6, Groşi-Oriş Nappes; 7, Căpâlnaş-Techereu Nappes; 8, Main Tethyan Suture Zone; 9, Supragetic Nappe; 10, Getic Nappe; 11, Danubian Units; 12, thrust; 13, fault; 14, transition zone; 15, MTS location; 16, resistivity.

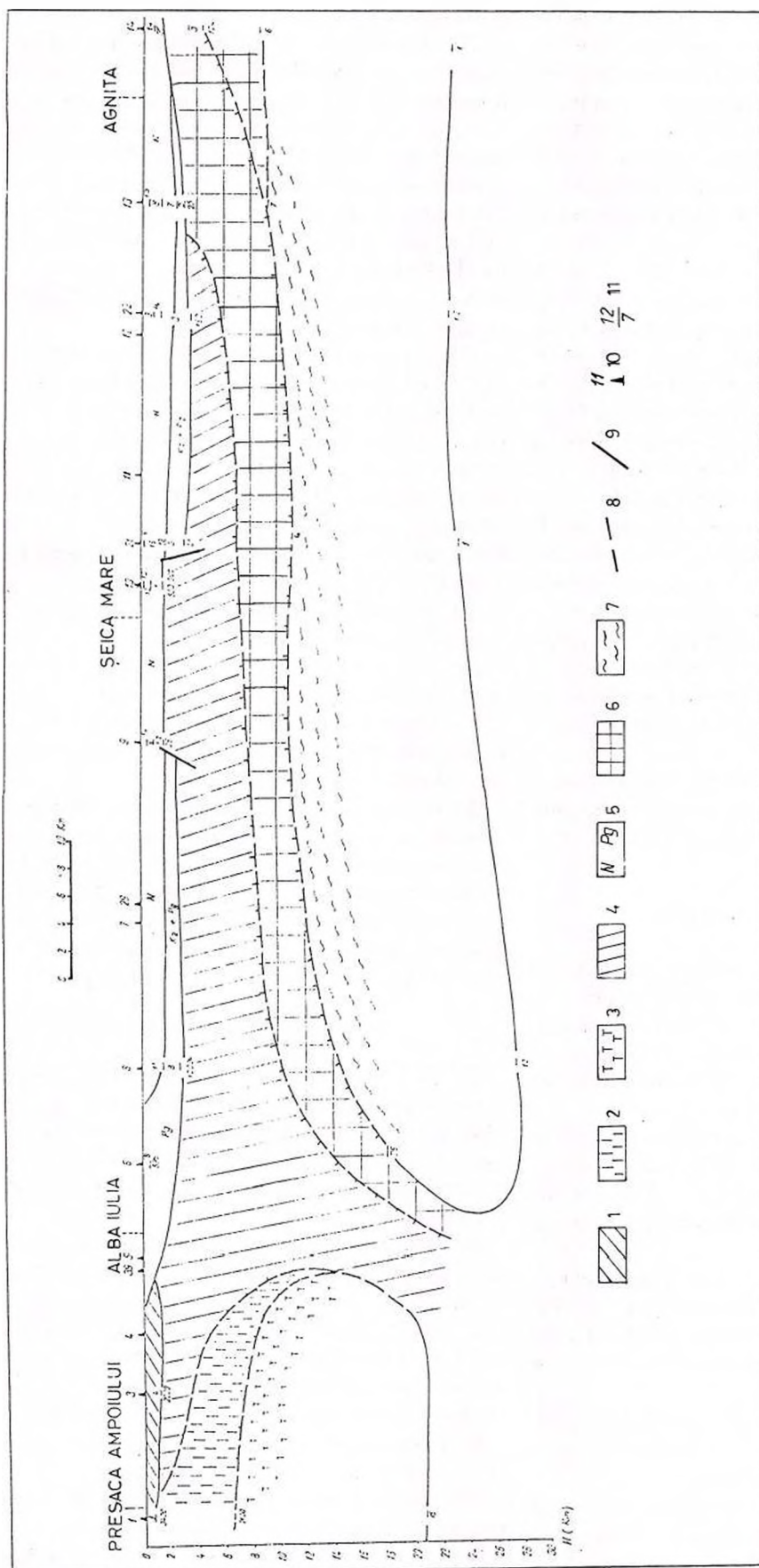


Fig. 3 - Secțiune magnetotelurică de adâncime de-a lungul profilului Alba Iulia - Agnita. 1, Transilvanide (cuvertură sedimentară); 2, Pânzele Biharia-Baia de Arieș; 3, unitatea de Bihor; 4, Transilvanide (ofiolite); 5, cuvertură sedimentară post-Tectogenetică; 6, Pânzele carpatice centrale și estice; 7, soclu cristalin; 8, garij; 9, falie; 10, amplasament MTS; 11, limita contrastului de rezistivitate. Magnetotelluric deep cross-section along the profile Alba Iulia-Agnita. 1, Transylvanides (sedimentary cover); 2, Biharia-Baia de Arieș Nappes; 3, Bihor Unit; 4, Transylvanides (ophiolites); 5, Post-tectogenic sedimentary cover; 6, Central-Est Carpathian Nappes; 7, Crystalline socle; 8, Thrust; 9, Fault; 10, MTS location; 11, resistivity contrast limit.

orizonturi principale. Primul, în general conductor (ρ 24 ohm.m), cu grosimea cuprinsă între 800 m (MTS 15) și 2000 m (MTS 20), corespunde cuverturii sedimentare post-tectogenetice a Depresiunii Pannonice. În schimb MTS 14, 13 și 12 reflectă pentru primul strat rezistivități mai mari (379–1790 ohm.m), care pledează pentru prezența rocilor metamorfice aparținând Pânzei Getice. Grosimea acestora nu depășește 8000 m.

Orizontul al doilea, evidențiat între MTS 17 și 24, cu grosimi de 4000 până la 6000 metri și rezistivități relativ scăzute (16–100 ohm.m), reprezintă Pânzele Supragetice șariate peste Getic. Spre sud, între MTS 15 și 12, al 2-lea strat este atribuit Danubianului. Valorile relativ scăzute de rezistivitate (119–560 ohm.m) la limita sa superioară conduc la ipoteza existenței fie a unei cuverturi sedimentare, fie a unor filme de grafit formate la contactul de șariaj.

La baza Pânzelor Supragetice se dezvoltă un alt orizont important, atribuit Unității Getice, ale cărei rezistivități sunt mai mari, fără o separare clară a unităților metamorfice getice de cele supragetice.

La o adâncime care oscilează între 32 și 36 km, este evidențiată o zonă de tranziție de la crusta casantă la cea ductilă, marcată printr-o puternică modificare a proprietăților electrice, ajungându-se la valori de rezistivitate de 10–32 ohm.m.

Corelând morfologia izoliniilor de rezistivitate și faza cu anomalia aeromagnetică, au fost evidențiate două corpuri magmatice (probabil banatite), între MTS 20 și 21 MTS 16 și 17.

Profilul Alba Iulia - Agnita

Rezultatele magnetotelurice obținute de-a lungul acestui profil sunt materializate într-o secțiune de adâncime (fig. 3) care assemblează toate informațiile furnizate de inversia 1-D a curbelor de MTS și de alte date geoelectrice obținute din pseudosecțiunile de distribuție a rezistivității și fazei.

Un puternic gradient de fază și rezistivitate relevă așa-numita "Zona de Sătură Tethysiană Majoră" în vecinătatea orașului Alba Iulia. Spre est de aceasta zonă sunt separate câteva orizonturi având proprietăți electrice diferite.

Primul orizont, atribuit cuverturii sedimentare postectogenetice a Bazinului Transilvaniei, este caracterizat prin valori de rezistivitate oscilând între 6–14 ohm.m, și grosimi care variază între 1000 m și 3000 m.

Al doilea orizont este reprezentat de Pânzele Transilvane (formațiuni ofiolitice și sedimentare) ale căror rezistivități nu depășesc 1000 ohm.m.

În ceea ce privește Dacidele Mediane, acestea nu au putut fi clar separate de Pânzele Transilvane, prin contraste de rezistivitate. Cuvertura sedimentară a

general geological image.

The inversion of the MTS curves (resistivity and phase) led to a geoelectrical model consisting of four principal horizons. The first one, in general conductive ($R_0 < 24$ ohm.m), with a thickness varying between 800m (MTS-15) and 2000m (MTS-20), corresponds to the post-tectogenetic sedimentary cover of the Pannonian Depression. In return, the MTS-14, 13 and 12 reflect higher resistivities (379–1790 ohm.m) for the first layer, which indicates the presence of the metamorphic rocks belonging to the Getic Nappe. Its thickness does not exceed 8000m.

The second horizon, observed between MTS-17 and MTS-24, is characterized by thickness alternating between 4000 m and 6000 m and rather low resistivities (16–100 ohm.m) and represents the Supragetic Nappes thrusting over the Getic Nappes. Towards south, between MTS-15 and MTS-12, the second horizon consists of the Danubian Unit. Its relative low resistivities values (119–560 ohm.m) lead to the hypothesis of the existence either of a conductive sedimentary cover belonging to the Danubian, or of the graphitic films at the thrust contacts.

Another important horizon, developed at the basis of the Supragetic Nappes, is represented by the Getic Unit, whose resistivities values are higher than the Supragetic ones, without separating clearly the Getic and Supragetic metamorphic units.

A transitional zone from the brittle to ductile crust, marked by resistivities of 10–32 ohm.m, is emphasized at a depth oscillating between 32 and 36 km.

By correlating the morphology of the resistivity and phase isolines with the aeromagnetic ones, two magmatic bodies (maybe banatites) were mapped between MTS 21-MTS 20 and MTS 16-MTS 17.

Alba Iulia - Agnita profile

The MT results carried out along this profile are materialized by a deep cross-section (Fig. 3), assembling all the information supplied by the 1D inversion of the MTS curves and other geoelectrical data released from the resistivity and phase distribution pseudosections.

In Alba Iulia zone a very strong resistivity and phase gradient points out the so-called Main Tethyan Suture Zone. From this zone to the east, some horizons having various electric properties are separated.

The first one is characterized by the resistivity values oscillating between 6 and 14 ohm.m, while the thickness is alternating between 1000m and 3000m.

It is interpreted as a post-tectogenetic sedimentary cover of the Transylvanian Basin.

The second horizon is represented by the Transylvanian Nappes (ophiolites and sedimentary formations) whose resistivities do not exceed 1000 ohm.m.



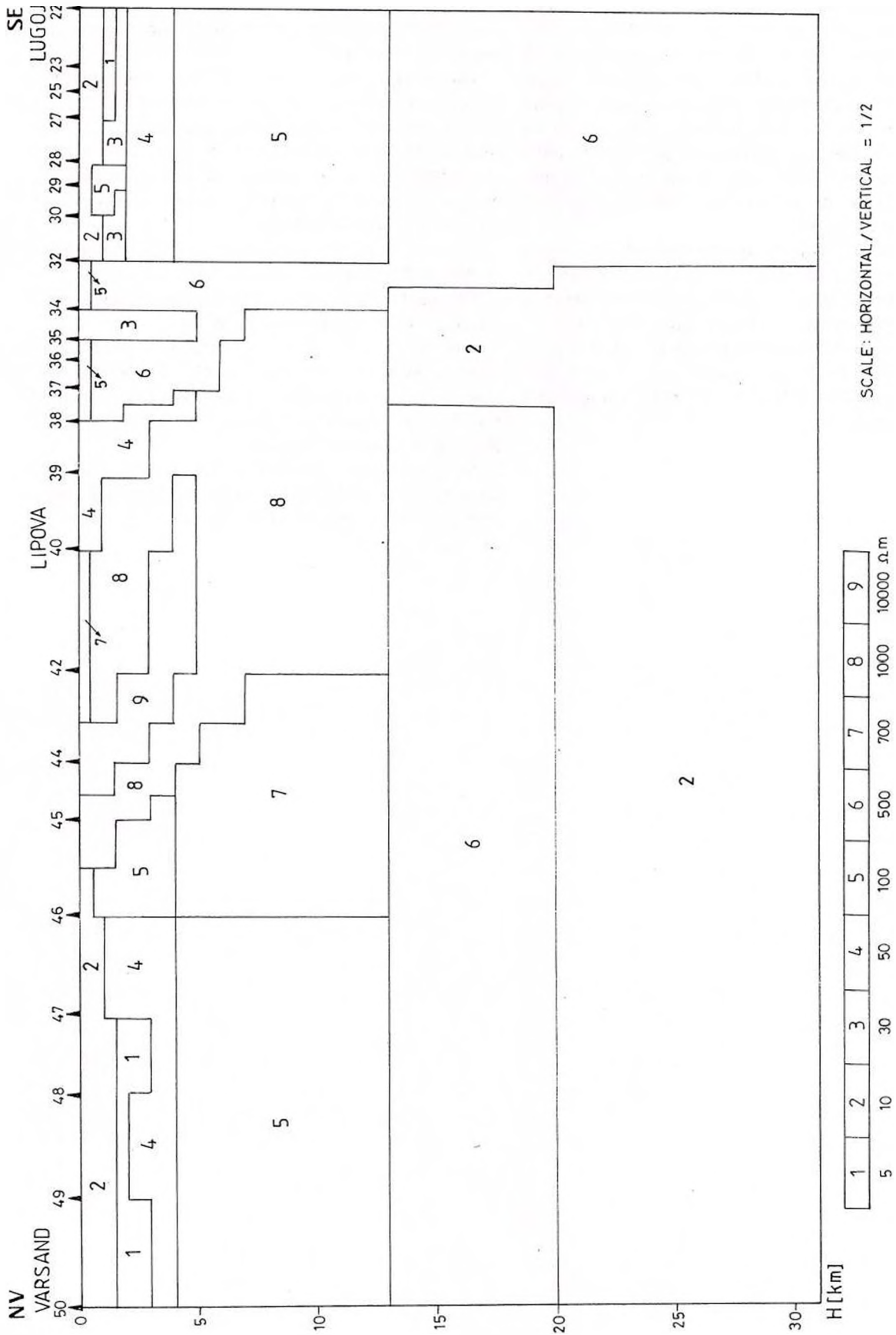


Fig. 4 – Model 2D al geotraversei panono-carpatic
2D Model on the Pannono-Carpathian geotranssect

Pânzelor Transilvane, caracterizate prin rezistivități de 4–9 ohm.m și grosimi de 600–1000 m, este evidențiată spre vest de Zona de Sătură Tethysiană Majoră. Sub aceasta, se dezvoltă complexul ofiolitic și sistemul Pânzelor de Biharia și de Arieș, însumând o grosime de 6000 m. Este necesar, de asemenea, să menționăm ca Unitatea de Bihor se prelungește până în apropierea zonei Alba Iulia. Ca și în cazul primului model, apare, de asemenea, o zonă de tranziție la adâncimi de 23–26 km.

Subducția sistemului Pânzelor Central Est Carpatice, asociată cu procesul de obducție al Transilvanidelor, reprezintă un aspect tectonic important în explicarea evoluției sistemului Pannono-Carpatic.

Pentru verificarea acurateții interpretării sondajelor magnetotelurice în această zonă, a fost construită o modelare 2-D (fig. 4) pentru segmentul Vârșand-Lugoj.

As regards the Median Dacides, these could not be clearly separated from the Transylvanian Nappes by resistivity contrast.

The sedimentary cover of the Transylvanian Nappes, characterized by resistivities of 4–9 ohm.m and the thickness of 600–1000m, is drawn up towards west of the Main Tethyan Suture Zone. Under this, the ophiolitic complex and the Biharia-Baia de Arieș Nappes system are developed, accumulating together a total thickness of 6000m.

It is also necessary to mention that the Bihor Unit is extended to the east, nearby Alba Iulia.

Like on the first profile, a transitional zone is emphasized, too, at depths of 23–26 km.

The subduction of the Central-Est Carpathian Nappes System, associated to the obduction process of the Transylvanides, stands for a very important tectonic aspect in explaining the evolution of the Pannono-Carpathian system.

As a procedure of verifying the accuracy of MT interpretation, a 2D modelling for the Vârșand-Lugoj segment was elaborated (Fig. 4).



**CERCETĂRI PRIN METODA SONDAJELOR MAGNETOTELURICE ÎN
MUNȚII APUSENI DE SUD (Pe două profile în zona Zlatna-Abrud)
MAGNETOTELLURIC RESEARCHES IN THE SOUTHERN APUSENI
(On two Mountains Profiles in Zlatna-Abrud Area)**

Călin VISARION, Horia NISTOR

Având scopul de a îmbunătăți imaginea structurii geologice adânci, între anii 1995 și 1996, au fost realizate, în Apusenii de Sud, două profile de sondeaje magnetotelurice. Aceste profile au direcții paralele cu orientarea SV-NE, și o distanță între ele de aproximativ 7 km. Ele sunt situate între localitățile Cornățel și Micleşti-Mogoș – cel nordic – și între SV Techereu și Ghioncani – cel sudic.

Ca urmare a prelucrării datelor, prin eșantionarea curbilor de rezistivitate și de fază pe fiecare profil, au fost obținute patru pseudosecțiuni. Acestea descriu distribuția valorilor de fază și de rezistivitate pe direcțiile principale de polarizare a câmpului electromagnetic, în funcție de perioadă (T). Ele conțin informații calitative atât cu privire la structura geologică, precum și la gradul ei caracteristic de anizotropie.

Pe de altă parte, cu ajutorul inversiei 1D – procedeu automat bazat pe algoritmul lui Marquardt – au fost obținute două imagini care descriu zone cu domenii de rezistivitate caracteristice. Aici se poate sublinia că imaginile rezultate sunt trasate în raport cu adâncimea. Comentariul de mai jos ține cont mai degrabă de aceste două secțiuni de adâncime decât de pseudosecțiuni.

Cele două secțiuni de adâncime obținute prin inversia 1D a datelor magnetotelurice au arătat câteva aspecte, după cum urmează:

1. Întreaga structură geologică din zona cercetată este divizată tectonic în blocuri afectate de mișcări pe verticală.

2. Spre deosebire de profilul nordic (fig. 1), cel sudic (fig. 2) identifică prezența complexului ofiolitic în compartimentul său sud-vestic. Ofolitele par să aibă o grosime constantă (900–1000 m) între locațiile 9 și 12, de unde, până la capătul sud-vestic al profilului, grosimea crește rapid.

3. Depozitele cretacice prezintă grosimi diferite în funcție de elementul structural căruia îi aparțin; blocul central este puternic căzut atât în nordul, cât și în sudul zonei cercetate, astfel încât depozitele cretacice au aici cele mai mari grosimi.

4. Plutonul neogen determinat pe profilul nordic

Two profiles of magnetotelluric soundings had been carried out between 1995 and 1996, in the Southern Apuseni Mountains, with a view to improving the image of the deep geological structure. These profiles have parallel directions under an orientation SW-NE, and a distance of about 7 km between them. They are located between Cornățel and Micleşti-Mogoș – the northern one – and between SW Techereu and Ghioncani – the southern one.

Following the data processing, four pseudosections were obtained by sampling the resistivity and phase curves, for each profile. These pseudosections depict the resistivity and phase values distribution, on the main polarization trends of the electromagnetic field, versus period (T). They contain qualitative information regarding both the geological structure and its characteristic degree of anisotropy.

On the other hand, two images describing zones with different characteristic ranges of resistivity values were obtained by 1D inversion – computing procedure relied on the Marquardt algorithm. It is here to be emphasized that the resulted images are drawn with respect to depth. The further discussion takes into account the two depth sections rather than the pseudosections.

The two depth sections, obtained by inverting MT data, have shown some aspects, as follows:

1. The entire geological structure in the searched area is tectonically divided into blocks affected by vertical movements.

2. Unlike the northern profile (Fig. 1), the southern one (Fig. 2) shows the presence of the ophiolitic complex, in its south-western compartment. The ophiolites appear to have constant thickness in the range of 900–1000 m between MTS 9 and MTS 12 wherefrom, up to the south-western end, the thickness is rapidly increasing.

3. The Cretaceous deposits have different thicknesses, depending on the structural element to which they belong; the central block is strongly fallen both in the northern and in the southern part of the searched area, so that the Cretaceous deposits are here the thickest.



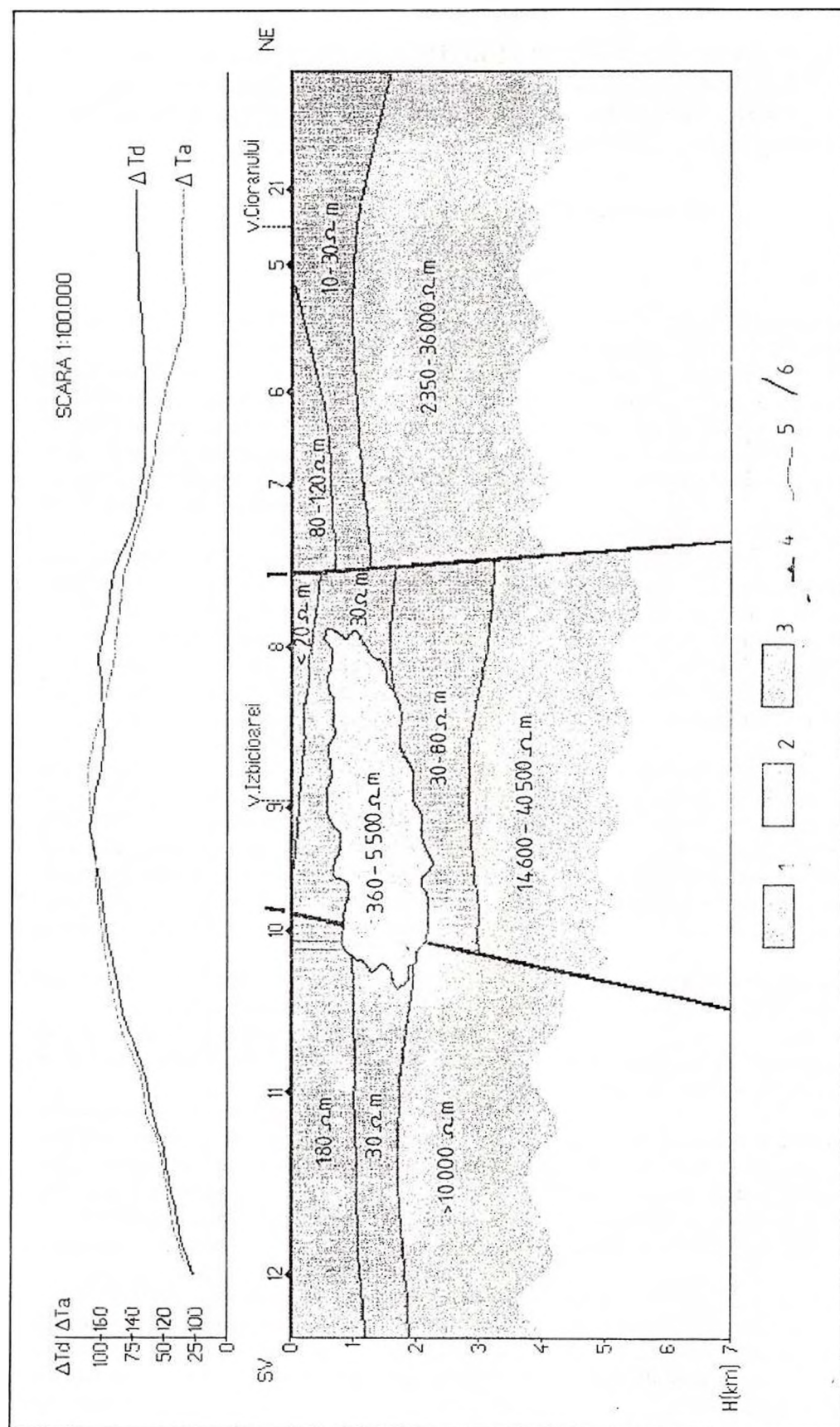


Fig. 1 - Schiță geologică dedusă din datele magnetotelurice. 1, depozite cretacee; 2, corp plutonic; 3, fundament rezistiv; 4, locație MTS;

5, limită geoelectrică; 6, fractură.

Geological sketch obtained based on magnetotelluric data. 1, Cretaceous deposits; 2, plutonic body; 3, resistivity basement; 4, MTS location; 5, geoelectric limit; 6, fracture.

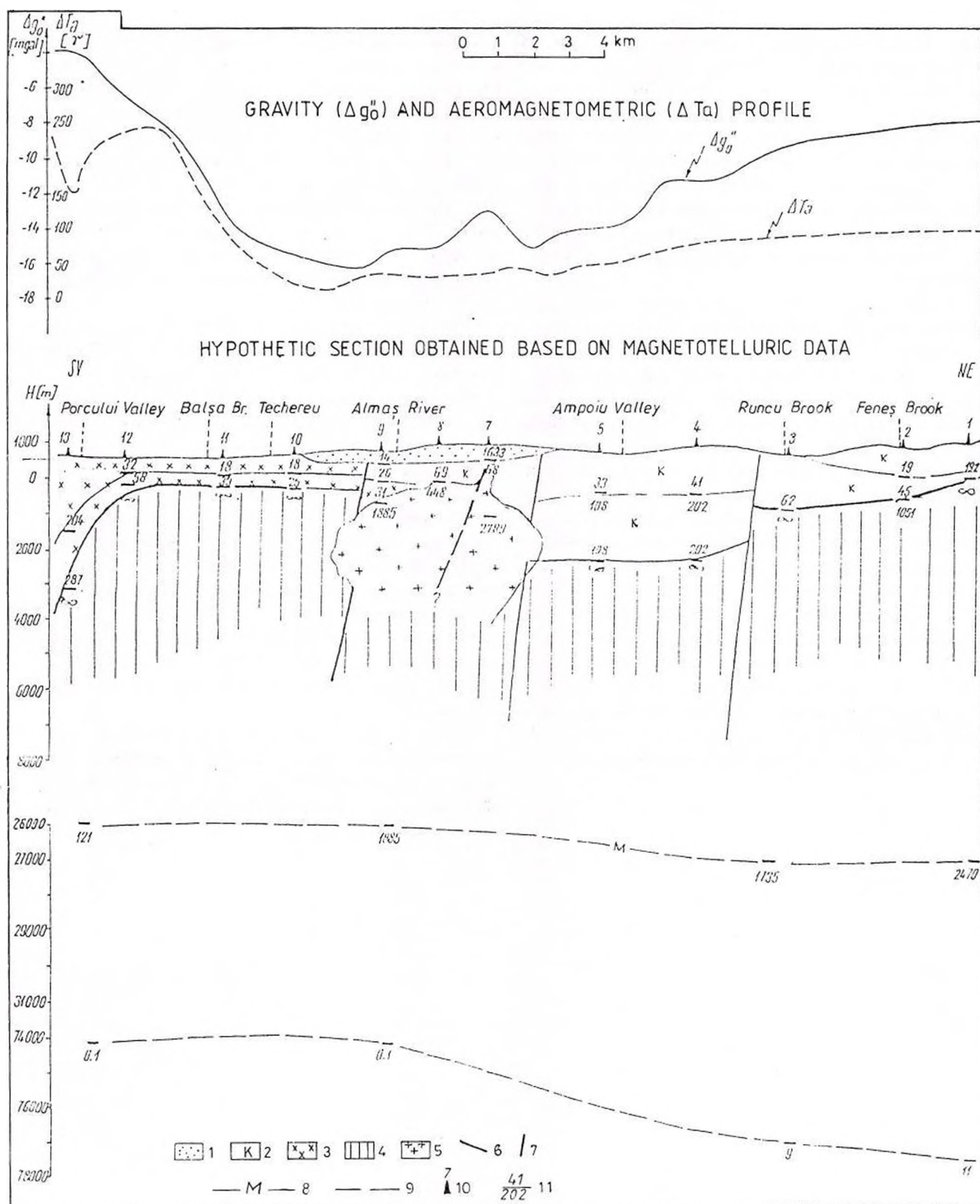


Fig. 2 - Cercetări magnetotelurice pe profilul Techereu-Izvorul Ampoiului. 1. formaţiune vulcanogen-sedimentară terţiară; 2. formaţiuni sedimentare cretacice; 3. formaţiuni ofiolitice; 4. subasiment cristalin; 5. magmatite neogene; 6. şariaj; 7. falie; 8. limita Mohorovicic; 9. limita crustă/astenosferă; 10. sondaj magnetoteluric; 11. limită de contrast de rezistivitate.

Magnetotelluric researches on the Techereu-Izvorul Ampoiului profile. 1. Tertiary volcano-sedimentary formation; 2. Cretaceous sedimentary formations; 3. Ophiolitic formations; 4. Crystalline basement; 5. Neogene magmatites; 6. thrust; 7. fault; 8. Mohorovicic limit; 9. crust/asthenosphere limit; 10. magnetotelluric sounding; 11. resistivity contrast limit.



(fig. 1) pare să-și găsească o continuare de mai mică extindere pe profilul sudic (fig. 2) spre zona în care acesta este traversat de p. Feneşului. Corpul se dezvoltă într-un interval de adâncime de aproximativ 900–1000 m și 2000–2500 m, profilul nordic interceptându-l pe o lăţime de aproximativ 6–7 km.

5. Corpul intrusiv determinat de profilul sudic (fig. 2) în compartimentul central, deşi prezintă aceleaşi domenii de valori de rezistivitate, pare să aibă o direcţie de dezvoltare mai verticală şi o origine diferită.

Se pot trage câteva concluzii privind atât aplicabilitatea metodei în anumite condiţii, cât şi structura geologică.

În primul rând, ţinând cont de sursele artificiale de zgomot, date de lucrările miniere din această zonă, împrăştierea punctelor tensorului impedanţă este atât de mare încât dificultatea alegerii celei mai juste potriviri a curbei este pe măsură. În aceste condiţii, s-ar putea spune că nu sunt îndeplinite chiar toate condiţiile de aplicabilitate a metodei magnetotelurice. Cu toate acestea, rezultatele ar trebui să conţină informaţii generale privind pachetele importante de roci şi aranjamentul lor structural.

A doua abordare are un conţinut geologic: este aproape sigur că zona de nord-vest cercetată cu profilul nordic, nu conţine nici un fel de formaţiuni ofiolitice. Grosimile pachetelor de roci cretacice sunt estimate mai puţin sigur, dar sunt motive (geologice şi geofizice) pentru a considera că, în partea centrală a celor două profile acestea se îngroaşă puternic.

4. The Neogene plutonic body determined on the northern profile (Fig. 1) appears to find a thin continuation on the southern one (Fig. 2) towards the region where the Feneşului Brook crosses this profile. This body develops in a depth range of about 900–1000 m and 2000–2500 m, the northern profile crossing it through a breadth of about 6–7 km.

5. The intrusive body determined by the southern profile (Fig. 2) in its central compartment, although having the same characteristic resistivity range, appears to have a more vertical developing direction and a different origin.

Concerning both the feasibility of the method in some peculiar circumstances, and the geological structure, some conclusions are to be drawn.

First, taking into account the strong noise anthropic sources, given by the mining works in this area, the scattering of the impedance tensor points is so high that the difficulty of choosing the right fitting of the curve is made to that measure. Under such circumstances, one would say that there are not quite adequate conditions for applying the magnetotelluric method. However, the results should contain general information about the major packs of rocks and their structural arrangement.

The second has a geological matter: it is almost sure that the north-western region searched by the northern profile does not contain any ophiolitic formation.

The thicknesses of the Cretaceous packs of rocks are less accurately assessed, but there are reasons (geological and geophysical as well) to consider that in the central part of the two profiles these formations are strongly thickening.

STUDII GEOFIZICE PENTRU DETERMINAREA STRUCTURII ADÂNCI A CARPAȚILOR ORIENTALI ȘI VORLANDULUI ACESTORA GEOPHYSICAL STUDIES FOR THE DEEP GEOLOGY OF THE EASTERN CARPATHIAN ARC BEND AND ITS FORELAND

Vlad ROȘCA, Sever SPÂNOCHE, Bogdan STANCHIEVICI, Ligia ATANASIU, Marius ROGOBETE

Cercetarea structurii profunde a teritoriului României a constituit o preocupare permanentă pe plan internațional, îndeosebi în cadrul studiilor de geologie regională. Din anul 1993, această activitate a căpătat caracterul unui program în tematica Institutului Geologic al României. În cadrul acestui program, preocuparea pentru zona de curbură a Carpaților Orientali ocupă un loc aparte, justificat de faptul că această zonă poate fi definită ca aria de joncțiune a celor trei mari unități geotectonice care se întâlnesc pe teritoriul țării noastre: Platforma Est Europeană, Orogenul Carpatic și Platforma Moesică. Acestei justificări i se alătură și interesul pentru seismicitatea zonei și pentru resursele ei energetice. În cele ce urmează sunt arătate noi rezultate ale cercetărilor efectuate în zona de curbură a Carpaților Orientali și în vorlandul acestora.

Studii seismometrice și seismologice

Cercetările seismice s-au realizat pe două profile executate cu metodologia acoperirii multiple de reflexie (Fig. 1).

Unul dintre profile (12-20/96, fig. 2) este amplasat la sud de localitatea Fierbinți, în zona în care se presupune existența faliei Intramoesice. Profilul, cu orientare V-E și lungime de cca 40 km, a fost înregistrat cu metoda undelor reflectate cu acoperire multiplă, realizându-se ordinul de acoperire 30. S-a folosit o stație de înregistrare de tip I/O System TWO de 240 canale cu distanța între canale de 25 m, generarea efectuându-se în puncte de explozie amplasate la 100 m.

Secțiunea de timp permite identificarea limitei Neogen/Mezozoic la valori ale timpului dublu de parcurs (TWT) cuprinse între 2s, în capătul vestic, și 1,7s, în capătul estic, corespunzând unor adâncimi de cca. 2100 m, respectiv 1800 m.

Contactul Mezozoic/Paleozoic se află la niveluri cuprinse între 3,3 s și 3 s (TWT), ce corespund unor adâncimi de cca. 4800 m, respectiv 4300 m, iar contactul dintre formațiunile sedimentare paleozoice și fundamentul cristalin proterozoic este interpretat ca

As part of the regional geology studies, research on the deep structure of the Romanian territory has represented a continuous activity. Since 1993 this activity has the character of a programme among the themes developed by the Geological Institute of Romania. Within this programme, there is a special interest for the East Carpathians arc bend zone due to the fact that this zone should be defined as an area where three major geotectonic units are meeting: the East European Platform, the Carpathian Orogen and the Moesian Platform. Besides, the seismicity of this region and the presence of energy resources are reasons for interest too. In the following new results of the researches performed in the East Carpathians arc bend and in its foreland will be presented.

Seismic and seismological studies

Seismic researches were carried out along two common-depth-point reflection profiles (Fig. 1).

One of the profiles (12-20/96, Fig. 2) is situated south of Fierbinți, in the assumed area of the Intramoesian Fault. Along this profile, striking W-E, with a length of 40 km, 30 order common-depth-point records were performed, with a 240 channels I/O System TWO station. The distance between the channel terminals was 25 m and the distance between the shooting points 100 m.

The time cross-section allows the identification of the Neogene-Mesozoic boundary for two-way travel time (TWT) values ranging between 2s at the western end and 1.7s at the eastern end. These depths correspond to depths of approx. 2100 m and 1800 m, respectively.

The Mesozoic/Paleozoic boundary is situated at levels corresponding to the interval between 3.3s and 3s TWT, i.e. depths of approx. 4800 m and 4,300 m, respectively. For the limit between the Paleozoic sediments and the Proterozoic crystalline basement, the interpretation of the seismic cross-sections led to infer a 4s to 4.2s TWT which corresponds to a depth of about 7,000 m.



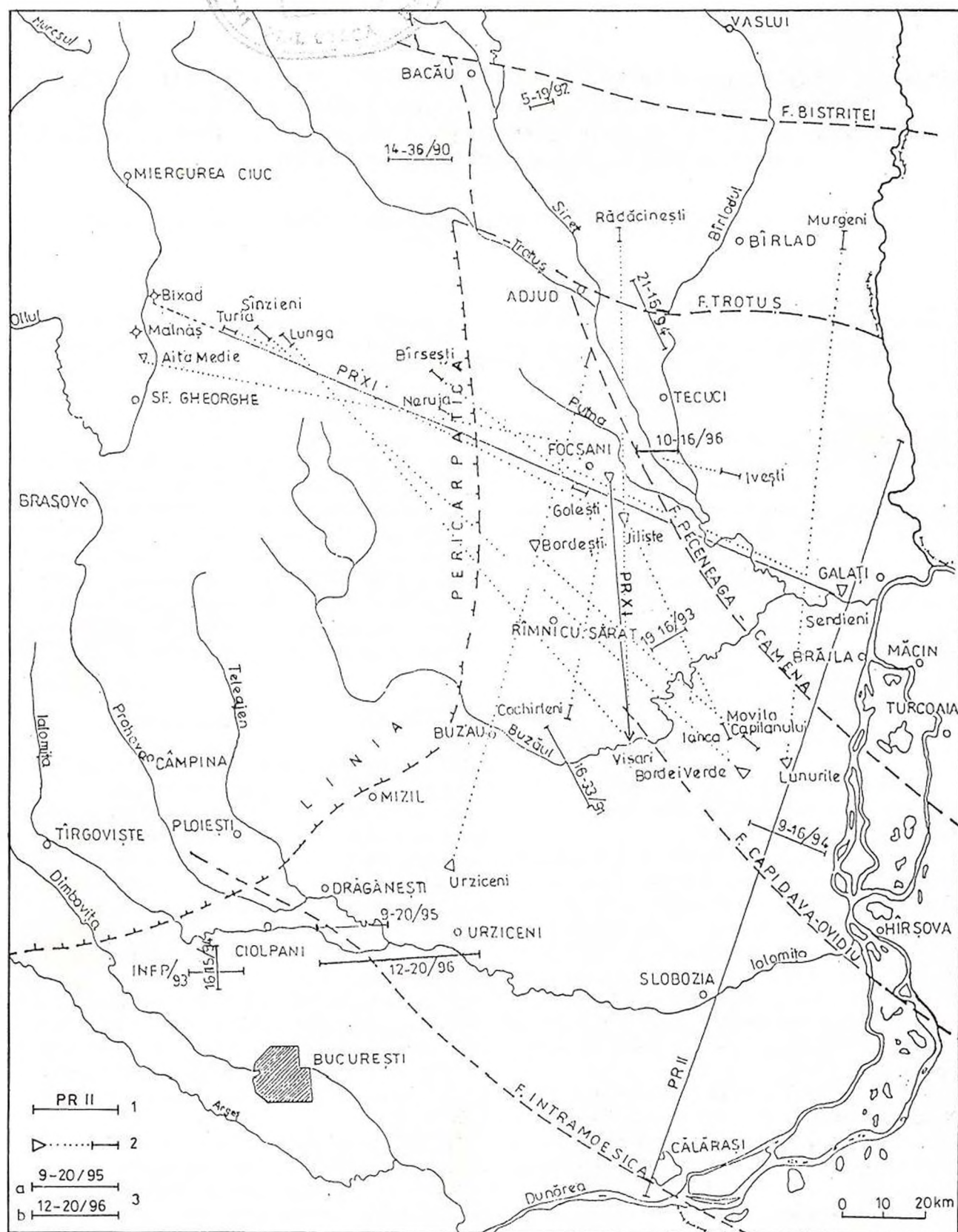


Fig. 1 – Amplasarea sistemelor de observații seismice pentru studiul structurii adânci în vorlandul Carpaților Orientali.

1, profil seismic de refracție; 2, seismoșondaje; 3, profile seismice de reflexie analizate: a, anterior; b, în anul 1996.

Location of the seismic observation systems for the study of the deep structure in the East Carpathians Foreland.

1, refraction seismic profile; 2, seismic soundings; 3, studied reflection seismic profiles; a. previously; b. in the year 1996.



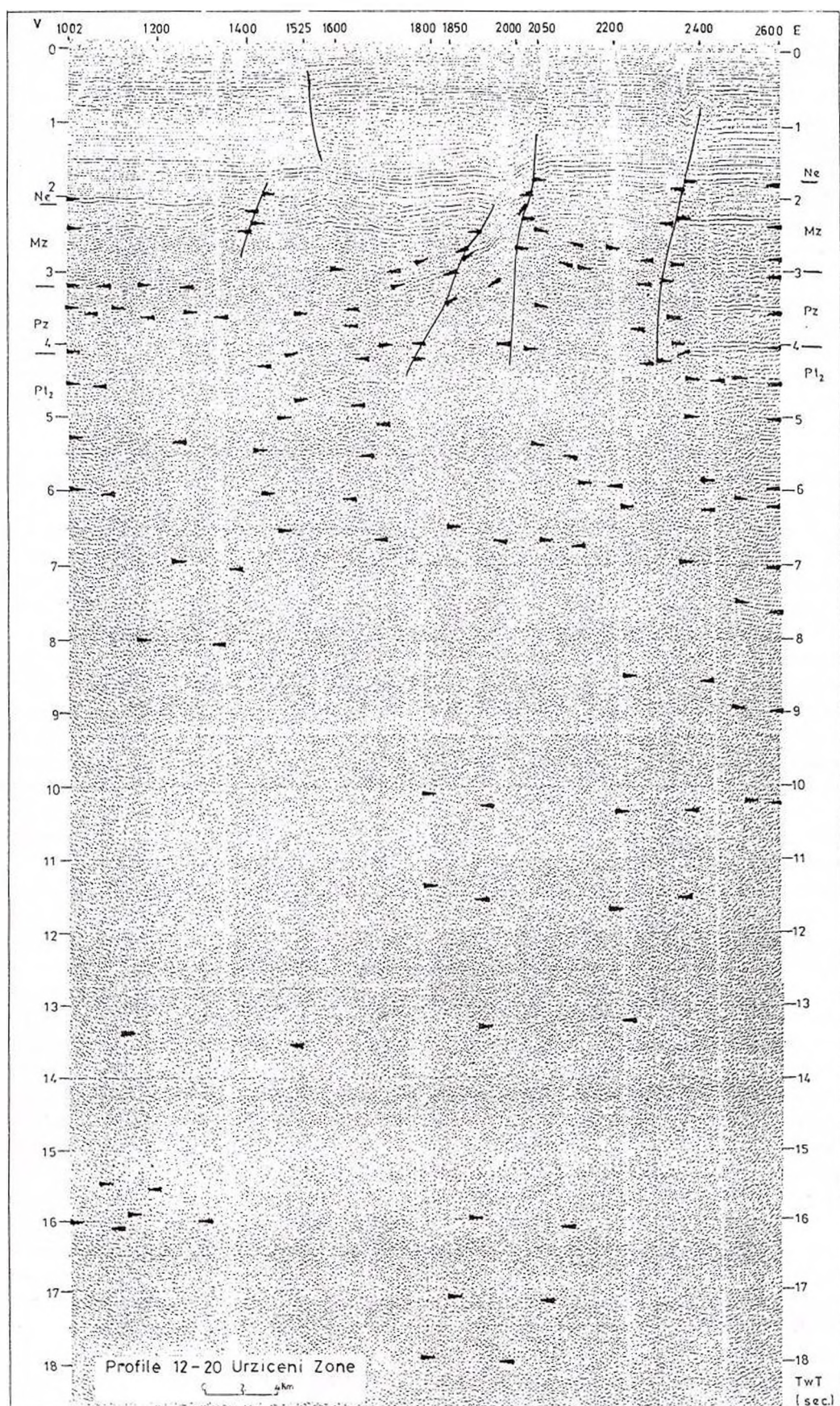


Fig. 2 - Sețiune de timp. 1, limită de orizont reflectator.
Time section. 1, limit of reflecting horizon.



fiind cuprins între 4,2s și 4s (TWT), timp ce corespunde unor adâncimi de cca. 7000 m.

Calitatea informațiilor din crusta consolidată (numărul, lungimea și amplitudinea reflexiilor), sub nivelul comentat mai sus, este în mod evident inferioară celei obținute pe profilul realizat în anul anterior, situat mai la nord, la cca. 10 km distanță. Probabil că acest fapt se datorește unor condiții de generare, mai puțin favorabile pentru obținerea reflexiilor de la adâncimi mari.

În banda de timp cuprinsă între 4s și 7s pot fi considerate ca elemente reflectatoare o serie de impulsuri cu nivel energetic scăzut și dezvoltare limitată; sub acest nivel, până la cca. 11,5s (TWT), există o zonă practic transparentă care corespunde crustei inferioare. În sfârșit se evidențiază la 13,2s și 14,5s (TWT) posibile elemente reflectatoare care aparțin părții superioare a mantalei.

Principalul element tectonic evidențiable pe secțiunea de timp îl reprezintă falia în evantai dintre picheții 1850 și 2050, care delimitează un graben îngust la nivelul formațiunilor mezozoic superioare și neogene. Ea se încadrează în aliniamentul S-V și N-E jalonat de localitățile Movilița-Coșereni-Urziceni-Gârbovi-Colelia, pe care se urmărește această falie, cunoscută sub numele de falia Urziceni.

Falia Intramoesică ar trebui să fie identificată undeva între picheții 1525 și 1800 (în funcție de trasarea ei de către diverși autori) și ar trebui să afecteze depozitele neogene doar în baza lor, să încline spre est și să pună în contact un compartiment vestic coborât cu unul estic ridicat. Pe secțiunea de timp a profilului 12-29/96 este greu de interpretat o asemenea falie care să prezinte caracteristicile menționate.

O analiză asemănătoare s-a efectuat și pe profilul 10-16/96, situat în extremitatea de nord-est a Platformei Moesice, la nord de localitatea Șuraia (fig. 1). În această zonă s-au evidențiat particularități ale gradului de reflectivitate în raport cu structura adâncă a crustei terestre.

Informațiile seismometrice și seismologice privind structura crustei terestre în vorlandul Carpaților Orientali au permis întocmirea unei schițe cu izohipse la nivelul discontinuității Mohorovicic, cuprinzând teritoriul delimitat la sud-vest de linia Sf. Gheorghe-Constanța și la nord-est, de linia Sulina-Adjud (fig. 3).

Datele cu privire la grosimea crustei terestre din această zonă provin din lucrări anterioare (profilele internaționale II și XI, sondaje seismice de adâncime), precum și din determinări mai noi executate prin metodologia acoperirii multiple de reflexie, cum sunt cele obținute în Dobrogea de Nord și nordul Platformei Moesice. Au fost utilizate, de asemenea, date seismologice. Elementele principale evidențiate

The quality of the information obtained for the consolidated crust (number, length and amplitude for the reflections) underneath the above shown level is inferior to that one obtained for a profile performed the previous year, 10 km north from the profile we are here reporting on. This fact is explained by poorer generating conditions for reflections from deeper levels.

In the time interval between 4s and 7s, limited reflecting elements are present as a series of low energy impulses; beneath this level, down to approx. 11.5s TWT, there is a zone practically transparent, which might correspond to the inferior crust. Finally, between 13.2s and 14.5s TWT, assumed reflecting elements are shown, that would pertain to the upper part of the mantle.

The main tectonic element shown on the time cross-section is represented by the fan-shaped fault between the stakes 1850 and 2050. This fault delineates a narrow graben at the level of the Upper Mesozoic and Neogene formations. It pertains to a system of faults striking SW-NE, pin-pointed by the localities Movilița, Coșereni, Urziceni, Gârbovi, Colelia, a system known as the Urziceni fault.

The Intramoesian fault should be situated somewhere between the stakes 1525 and 1800 (according to the manner in which it is drawn by different authors) and should affect only the bottom of the Neogene deposits. It should dip eastward and should separate a lowered western compartment from a lifted eastern one. On the cross-section of the profile 12-29/96 one could hardly point out a fault that would show the mentioned features.

A similar analysis has been performed on the profile 12-29/96, situated at the northern boundary for the Moesian Platform, north of Șuraia (Fig. 1). Reflectance peculiarities have been inferred for the deep structure of this area.

Seismic and seismological information concerning the deep structure for the Earth's crust in the foreland of the East Carpathians allowed the preparing of an isobaths sketch for the Moho discontinuity, for a territory limited to SW by the line Sf. Gheorghe-Constanța and to NE by the line Sulina-Adjud (Fig. 3).

The data for the thickness of the Earth's crust in this region are provided by previous works (the international profiles II and XI, deep seismic soundings), as well as more recent common-depth-point recordings. These reflection seismic operations have been performed in North Dobrogea and the northern Moesian Platform. Seismological data have been used too. The main features of the sketch are shown in the following.

- Along the Peceneaga-Camena fault, striking NW-



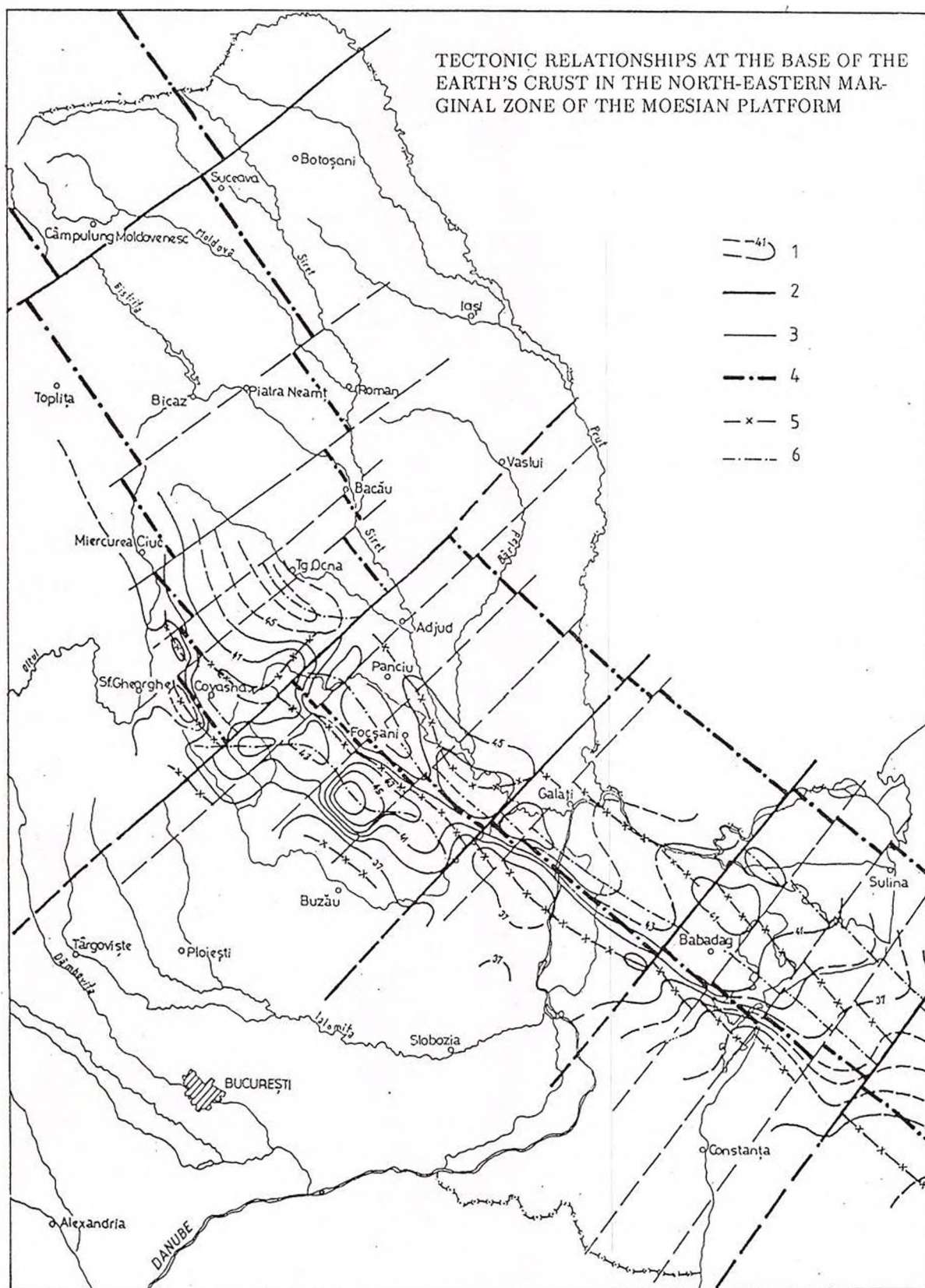


Fig. 3 – Relații tectonice la baza crustei terestre din zona marginală nord-estică a Platformei Moesice (S. Spânoche).

Legendă: 1, izohipse ale discontinuității Moho; 2, fracturi crustale importante; 3, fracturi crustale; 4, limitele zonei Tornquist-Teisseyre; 5, axe de ridicare a suprafeței Moho; 6, axe de coborâre a suprafeței Moho.

Legend: 1, isobaths of the Moho discontinuity; 2, major crustal fractures; 3, crustal fractures; 4, Tornquist-Teisseyre zone boundaries; 5, lifted axes of the Moho surface; 6, lowered axes of the Moho surface. .

în schița menționată sunt sintetizate în cele ce urmează.

- S-a pus în evidență traseul unei fracturi crustale importante, pe direcția NV-SE, urmărind în principal falia Peceneaga-Camena, de-a lungul căreia, la nivelul limitei Moho se constată o puternică denivelare: în SE crusta are 30–35 km grosime, în timp ce la NE grosimile ajung la valori de 40–50 km.

- Compartimentul sud-vestic cuprinde, imediat la S de fractura Peceneaga-Camena, paralelă cu aceasta, o zonă de ridicare a bazei crustei, urmărită de la sud de Miercurea Ciuc, pe la S de Focșani și până în Dobrogea Centrală, posibil și în Marea Neagră. Pe un aliniament mai sudic se conturează o zonă cu grosime sensibil mai mare a crustei, pe direcția Întorsura Buzăului-Râmnicu Sărat.

- La N-E de fractura Peceneaga-Camena, principalul element structural evidențiat este reprezentat prin zona depresionară de la baza crustei, alungită tot în direcția fracturii Peceneaga-Camena, bine conturată între Covasna-Focșani-Brăila-Babadag. Adâncimile limitei Moho ating valori extreme (46–49 km), la sud de Siret și mai mici (39–44 km) în Dobrogea de Nord.

- Traseul NV-SE al fracturii Peceneaga-Camena, și al elementelor structurale mai sus menționate este întrerupt prin falii de orientare NE-SV, dintre care cea mai importantă se conturează pe direcția Vaslui-Sinaia, unde decroșarea se face pe cel puțin 30 km, marcând și o diferențiere în orientarea structurilor la NV de aceasta, comparativ cu teritoriul dinspre SE.

Modelarea surselor anomaliilor aeromagnetice din zona de curbă a Carpaților Orientali

În zona de curbă a Carpaților Orientali, harta aeromagnetică arată un regim net diferit al anomaliilor în zona axială a orogenului, comparativ cu regimul de avanfosă sau de vorland în general. În zona axială, sunt prezente anomalii cu amplitudine foarte mică, în general inferioară valorii de 50 nT (fig. 4). În ciuda intensității reduse a acestor anomalii, eventualele informații geologice care ar putea fi obținute prin interpretarea lor sunt cu atât mai utile, cu cât harta gravimetrică prin definiție nu poate asigura o rezoluție prea mare în conturarea unor structuri crustale cu dimensiuni comparabile cu acelea ale surselor anomaliilor aeromagnetice la care ne referim.

Plecând de la premisa de mai sus, a fost elaborată o hartă aeromagnetică a anomaliilor reziduale, obținută prin separarea unui câmp regional cu ajutorul unei ferestre de mediere cu latura de 40 km, aplicată unei rețele pătratică de eșantionare cu latura de 5 km. Pe această hartă a fost identificat un aliniament de valori

SE, the presence of an important crustal fracture has been inferred. This fracture produces a strong vertical displacement at the level of the Moho limit: on the SW side the crust is 30–35 km thick, while to NE its thickness reaches 40–50 km.

- The SW compartment includes, close to the Peceneaga-Camena fault and parallel to this one, a bulging observed at the bottom of the crust. This bulging zone is to be followed from Miercurea-Ciuc, southward from Focșani, up to the Central Dobrogea and possibly to the Black Sea. On a more southern alignment, on the Întorsura Buzăului-Râmnicu Sărat direction, a noticeable thicker crust zone is to be outlined.

- NE from the Peceneaga fault, the main structural element shown is a depressive zone at the base of the crust. This zone also strikes along the Peceneaga-Camena fault and is well outlined between Covasna-Focșani-Brăila-Babadag. The depth of the Moho limit reaches extreme values (46–49 km) south of the river Siret and decreases (39–44 km) in the North Dobrogea.

- The NW-SE striking path of the Peceneaga-Camena fault and of the above mentioned structural elements are interrupted by NE-SW transcurrent faults. Among these faults the most important strikes on the Vaslui-Sinaia direction and its slip produces a displacement of at least 30 km. In the NW compartment of this transcurrent fault, the orientation of the structures is different as compared to tectonic pattern of the SE area.

Modelling of the aeromagnetic anomalies in the arc bend of the Eastern Carpathians

In the arc bend zone of the Eastern Carpathians, the aeromagnetic map shows a quite different pattern of the anomalies in the axial zone of the orogen, as compared to the foredeep or the foreland in general.

In the axial zone, very small amplitude anomalies are present, generally less than 50 nT (Fig. 4). In spite of the small intensity of these anomalies, eventual geological information that might be obtained by interpreting them is more useful, as the gravity map by definition has a poorer resolution. We mean that the gravity images cannot outline crustal structures with dimensions comparable to those of the sources of the aeromagnetic anomalies one has to deal with in this region.

Starting from the above-mentioned remark, a residual aeromagnetic map has been prepared, by computing a regional field with a 40 km averaging window, applied to a 5 km grid. On this map a positive anomalous alignment has been identified on the direction Adjud-Covasna (Fig. 4). This alignment is



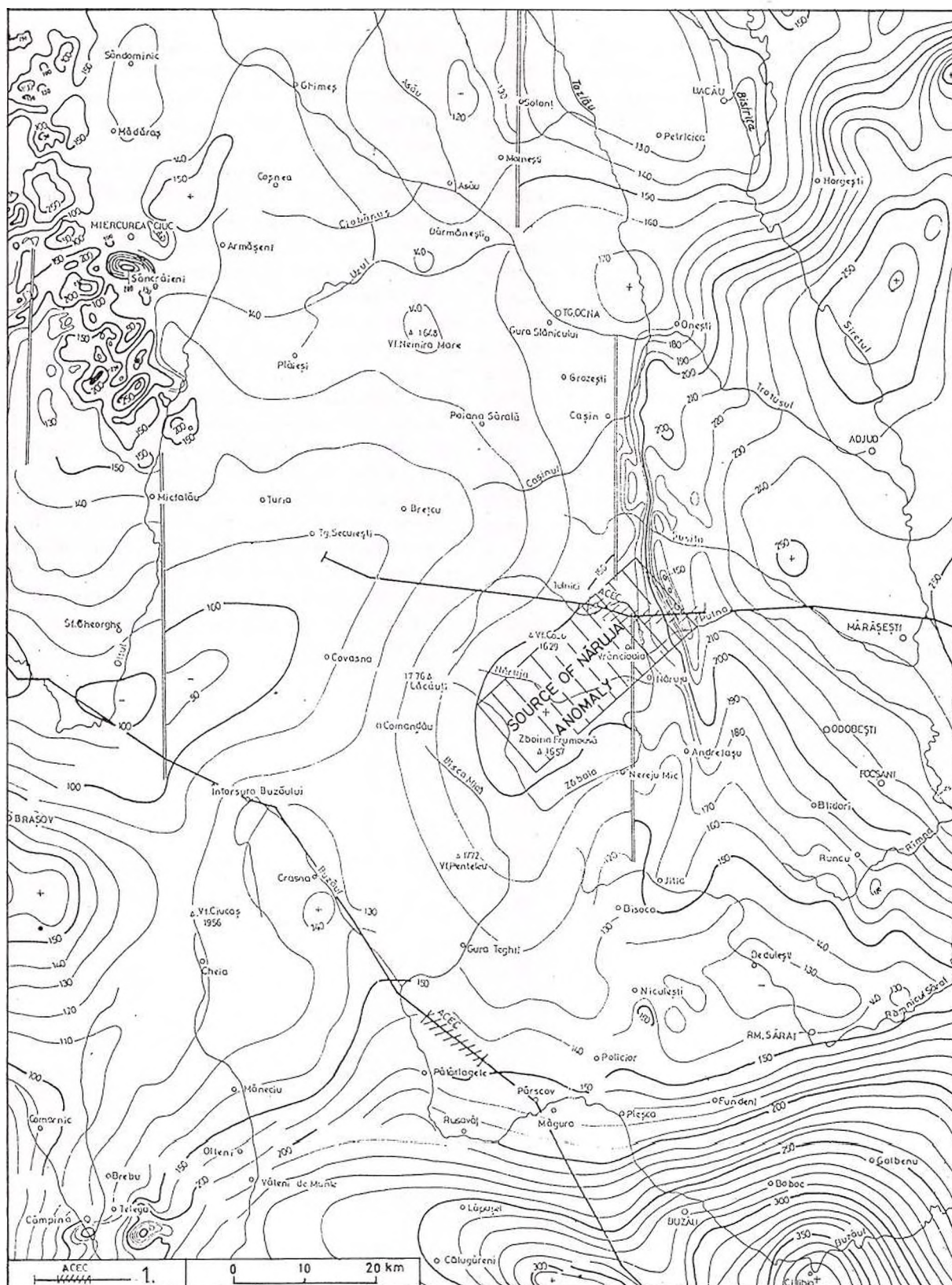


Fig. 4 – Harta anomaliei aeromagnetice ΔT_a din zona de curbură a Carpaților Orientali (după T. Cristescu și Al. Ștefănciuc). 1, profil de sondaje magnetotelurice cu zona de anomalie de conductivitate electrică carpatică (după D. Stănică și M. Stănică, 1993).

Map of the Δ Ta aeromagnetic anomaly in the East Carpathians Bend Zone (after T. Cristescu and Al. Ștefănciuc).

1, profile of magnetotelluric soundings in the anomaly zone of Carpathian electric conductivity (after D. Stănică and M. Stănică, 1993).

pozitive pe direcția Adjud-Covasna (fig. 4). Acest aliniament este constituit din o serie de anomalii cu un caracter izometric sau ușor alungit fie pe direcția aliniamentului, fie perpendicular pe această direcție. Pentru anomaliile acestui aliniament, dat fiind caracterul lor menționat mai sus, a fost utilizat modelul prisme rectangulare. Anomalia situată la est de Covasna a fost găsită ca fiind cea mai reprezentativă pentru aliniamentul studiat. Cu ajutorul acestui model a fost determinată o adâncime de 6 km până la limita superioară a sursei anomaliei și o susceptibilitate magnetică de aproximativ $80 \cdot 10^{-6}$ u.S.I.

Examinând rezultatul de modelare magnetică obținut, prin încadrarea lui în modelele geologice existente pentru zona de curbură a Carpaților Orientali, ne aflăm în fața unei dileme de interpretare. Orientarea aliniamentului de anomalii aeromagnetice, cu tendințe de prelungire în Depresiunea Predobrogeană, ar situa sursele la care ne referim în platforma de vorland subșariată. În același timp, adâncimea determinată plasează aceste surse în cuprinsul pânzelor de șariaj care alcătuiesc eșafodajul Orogenului Carpat, eșafodaj care atât în modelele geologice, cât și în cele de sondaj magnetoteluric, depășesc grosimea de 10 km în zona de care ne-am ocupat. Semnalăm această dilemă ca principalul rezultat obținut în cadrul obiectivului la care ne referim aici, în etapa de cercetare pentru care a fost elaborat acest raport.

made up by a series of anomalies showing an isometric character or slightly elongated, striking either with the alignment, or perpendicular to it. For the anomalies of this alignment, given the above mentioned character, the rectangular prism model has been used. The anomaly situated east of Covasna has been chosen as more representative for the alignment we studied. The modelling operations produced as result a depth of 6 km to the top of the source and a magnetic susceptibility of approx. $80 \cdot 10^{-6}$ I.S.u.

Considering the result of the geomagnetic modelling, together with the geological models existing for the arc bend zone of the Eastern Carpathians, we find ourselves before an interpretation dilemma. The orientation of the magnetic anomalies alignment, showing a prolongation trend towards the Predobrogean Depression, would situate the source of these anomalies in the foreland underthrust platform. At the same time, the inferred depth situates them inside the nappes composing the Carpathian Orogen. These nappes, according to the geological models as well as to the magnetotelluric soundings, are more than 10 km thick in the region of our interest. We point out this dilemma as a primary result of the study performed.



STUDIUL ONDULAȚIILOR GEOIDULUI PE TERITORIUL ROMÂNIEI STUDY OF GEOID UNDULATIONS ON THE ROMANIAN TERRITORY

Dumitru IOANE, Ligia ATANASIU, Marius ROGOBETE

Interesul geofizic pentru cunoașterea și interpretarea undulațiilor geoidului la scară globală, regională sau locală se datorează informațiilor privitoare la structura profundă pe care astfel de "anomalii" le pot oferi asupra unor diferențe importante de densitate ce se realizează în crustă, în manta sau la limita manta/nucleu. Studiul geofizic al datelor geoidale este mult mai avansat în domeniul oceanic, fiind favorizat de realizarea rapidă a unor imagini de geoid de foarte bună calitate prin măsurători de altimetrie satelitară și de interesul deosebit manifestat de numeroși cercetători din domeniul geostiintelor pentru elaborarea de modele asupra structurii interne a Pământului; interpretarea unor astfel de date în domeniul continental cunoaște o dezvoltare importantă în ultimii ani.

Orice metodă de determinare gravimetrică a geoidului evaluează integrala Stokes și de aceea trebuie să se dispună de o acoperire globală cu anomalii gravimetrice Δg . Nerealizându-se această situație, se poate evita restricția dacă se dispune de un model de geopotential global pentru obținerea unor caracteristici cu lungime mare de undă ale câmpului gravitației, calitatea modelului de geopotential în regiunea studiată fiind determinantă pentru precizia soluției de geoid. Din punct de vedere al metodelor utilizate în prezent, pe lângă metoda clasică (Integrala Stokes), cunosc o importantă dezvoltare două alte metode: LSC (Least Squares Collocation) și FFT (Fast Fourier Transform).

Metoda FFT acționează în domeniul de frecvență folosind de obicei aproximația planară, formula Stokes fiind integrată într-un sistem rectangular cartezian cu anomalii gravimetrice definite într-o rețea geometrică. Conținutul în informație al acestor anomalii este evident diminuat datorită aproximărilor la care se recurge. Cu toate acestea, metoda este eficientă și rapidă, putând acoperi în consecință suprafețe mari. Determinările de geoid se realizează pe suprafețe limitate, approximate cu un plan tangențial la punctul de calcul, frecvențele joase, cu lungime de undă superioară setului de date trebuind să fie eliminate prin procedeul denumit "detrending". Se utilizează un model de geopotential global și valori medii ale anomaliilor de gravitate,

Due to the actual revival of the geoid computations on a world wide scale, in close connection with the advent of the GPS technology, the theoretical and methodological researches and for specific software reached an outstanding development. The geophysical interest for the geoid undulations on a global, regional or local scale is based on the information regarding the deep structure which may be derived by interpreting such "anomalies" in terms of density inhomogeneities localised in the Earth's crust, mantle or at the core/mantle boundary. The geophysical study of the geoidal data is more advanced in the oceanic domain, due to the availability of good quality geoidal maps, rapidly obtained by means of satellite altimetry and to the earlier interest of numerous geoscientists in building models of the Earth's inner structure; the interpretation of such data in the continental domain has an ongoing status.

The Geological Institute of Romania started a research project dedicated to the study of the geoidal undulations on the Romanian territory and to derive their significances for the deep structure, as a consequence of its recent scientific research programme, of finding new techniques which are able to offer new information for a continuous improvement of knowledge in geosciences. The geophysical and geological interpretation of such data is to be performed on a broad territory, due to the deep levels where the anomalies sources occur.

Any method used for a gravimetric geoid determination evaluates the Stokes integral and this is the reason for the need of a global coverage with available gravity anomalies Δg . If such a situation is not possible, the restriction may be avoided in the presence of a geopotential global model which provides the long wavelength components of the gravity field, the quality of the geopotential model in the studied region being of great importance for the geoid solution accuracy. Besides the classical Stokes integral method, we could mention two other actual methods with an outstanding development: LSC (Least Squares Collocation) and FFT (Fast Fourier Transform).

FFT computes in the frequency domain using generally the planar approximation, the Stokes formula being integrated in a cartesian rectangular system



combinat cu un model topografic de înaltă rezoluție, atât datele de intrare, cât și cele de ieșire fiind în rețea geometrică.

Preocupările pentru determinarea unui geoid gravimetric pentru teritoriul național, în cadrul Institutului Geologic al României, au debutat în anul 1993, ca urmare a tendinței actuale pe plan mondial de a interpreta geofizic datele geoidale, în vederea obținerii de informații privitoare la structura profundă. S-a considerat că baza de date gravimetrice existentă la I.G.R. poate fi utilizată pentru obținerea unor informații asupra distribuției undulațiilor geoidului, precizia solicitată de scopurile geofizice fiind semnificativ mai scăzută decât cea necesară determinărilor geodezice. Determinând valori medii ale anomaliilor Bouguer în blocuri de $5' \times 7.5'$ (Ioane, 1993) și utilizând valorile medii corespunzătoare de cote topografice în compartimente de dimensiuni $5' \times 7.5'$ (NRB, 1979), cu valori cuprinse între -8 m în zona Mării Negre și 1850 m în Munții Carpați, au fost calculate valori medii de anomalii gravimetrice "free-air", sau anomalii Faye (Forsberg, 1994). Ondulațiile geoidului sunt calculate în aproximație planară sau sferică, prin acceptarea de anomalii de gravitate medii sau punctuale în rețea geometrică. Deoarece în prezent nu dispunem de valori medii de gravitate în rețea cu dimensiuni mai mici de $5' \times 7.5'$ și nici de un model digital al terenului de mare rezoluție, rularea programului FFTGEOID s-a realizat cu anomalii medii "free-air" în rețea $5' \times 7.5'$, harta undulațiilor geoidului gravimetric obținut, trasată la un interval de 0,25 m, fiind prezentată în figura 1. Pentru specialiștii familiarizați cu imaginea quasigeoidului astronomic-gravimetric, determinat de specialiștii ai DTM la sfârșitul anilor '70, se constată de la început o bună corelare a undulațiilor cu lungime mare de undă, distribuția acestora fiind, în mod evident, comandată de relieful Munților Carpați și al Munților Apuseni și de neomogenități importante de masă localizate în cadrul sau la exteriorul acestora. În ceea ce privește componentele cu lungime de undă mai mică, pot fi remarcate deosebiri semnificative, datorate în primul rând densității superioare a datelor de gravitate utilizate în comparație cu observațiile astronomice care au stat la baza quasigeoidului astronomic-gravimetric.

Deși modelul de geopotential global utilizat, OSU91A, nu are o precizie satisfăcătoare pe teritoriul României, pentru necesități legate de interpretarea geofizică a informațiilor geoidale într-un cadru regional, geoidul gravimetric obținut a fost completat cu componente cu lungime mare de undă provenite din acest model. Luarea în considerare a componentelor câmpului gravitației provenite în cea mai mare parte din observații reale, asupra orbitelor satelitare,

with gravity anomalies defined in a geometric network. The information content of these anomalies is evidently diminished due to the utilised approximations. The method is simple and rapid, covering great surfaces in a short interval of time. The geoid determinations are performed on limited surfaces, approximated with a tangential plane in the computation point, the low frequencies, with the wavelength greater than the data set being eliminated by means of the "detrending" procedure.

The activity dedicated to determine a gravimetric geoid for the territory of Romania started at the Geological Institute of Romania in 1993 as a consequence of the great interest shown by geophysicists, on a world wide scale, to interpret the geoidal data in terms of geological deep structure. The gravity database owned by the G.I.R. has been considered suitable for obtaining information on the geoid undulations distribution on the national territory, considering that the accuracy required for a geophysical interpretation is considerably lower than the one needed for geodetic purposes. By determining the mean gravity Bouguer anomalies on $5' \times 7.5'$ blocks (Ioane, 1993) and using the corresponding mean elevations in $5' \times 7.5'$ blocks (NRB, 1979), with values ranging from -8 m in the Black Sea area and 1850 m in the Carpathians, "free-air", or Faye (Forsberg, 1994) mean gravity anomalies have been computed.

The lack of a powerful computing system and the possibility of using gridded mean gravity data as input determined FFT (Fast Fourier Transform) as method employed to evaluate the Stokes integral. As already stated, the calculation of the geoidal undulations, N , requires that the gravity anomalies Δg are known on the entire Earth's surface for each computation point. If a local solution is needed, such a condition is not practical and the long wavelength components are derived from a global geopotential model.

The FFTGEOID computing programme which has been used to determine a gravimetric geoid for the Romanian territory belongs to a software package, HFTGBVP, a suite of FORTRAN programmes (compiled using Lahey Fortran version 2.3) that may be executed under either PC-DOS or UNIX/AIX operating system. The geoid heights are determined in planar or spherical approximation by using gridded mean gravity anomalies or gridded point gravity anomalies. In our gravimetric solution, the FFTGEOID programme has been used with gridded mean "free-air" gravity anomalies in $5' \times 7.5'$ blocks. The gravimetric geoid contoured map, drawn at the 0.25 m interval, is presented in Figure 1. A comparison of this gravimetric geoid with the astrogravimetric quasigeoid revealed a good correlation of the long



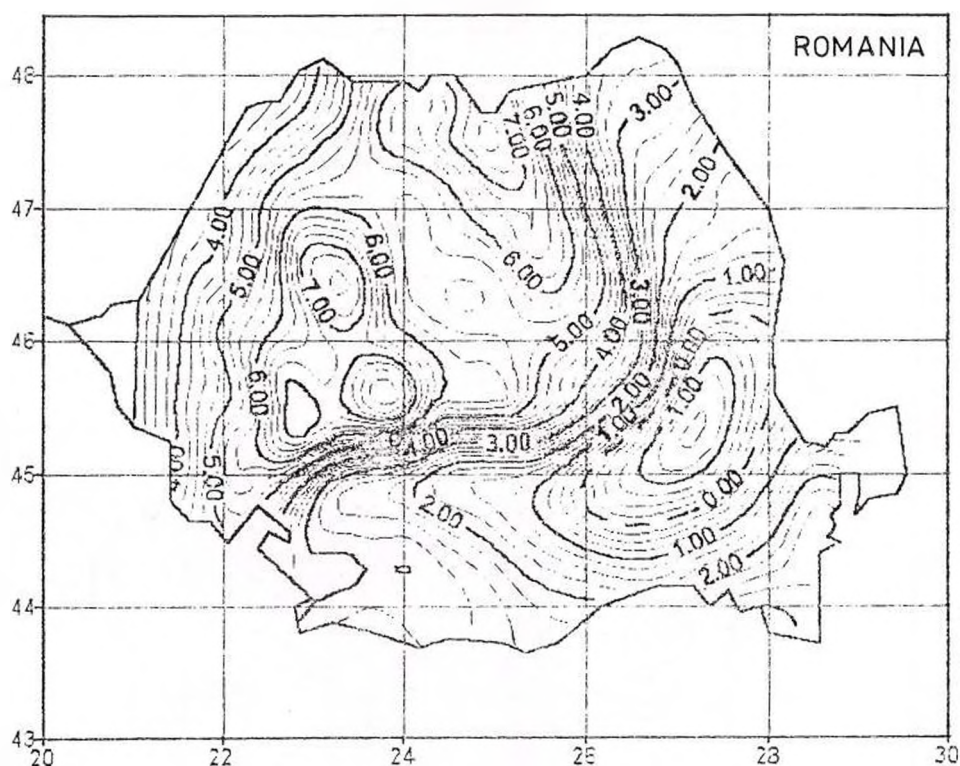


Fig. 1 - Harta geoidului gravimetric FFT (izolinii la 0,25 m interval)
Map of FFT gravimetric geoid (0.25 m interval)

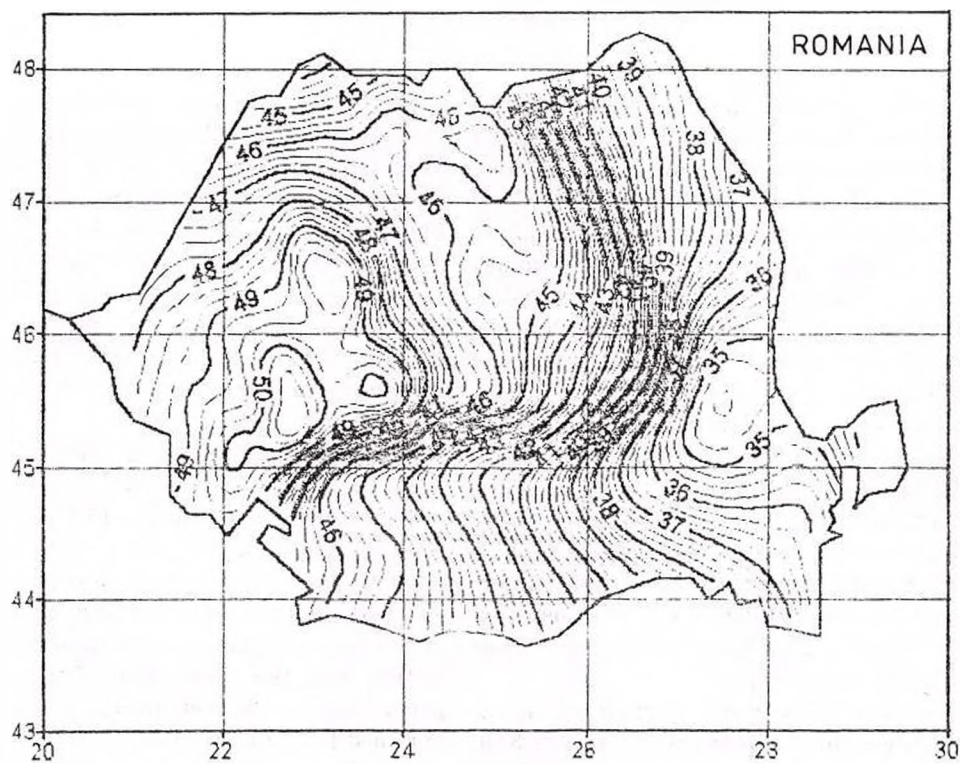


Fig. 2 - Harta geoidului gravimetric FFT + OSU91A ($n = 50m$) (izolinii la 0,25 m interval)
Map of FFT gravimetric geoid + OSU91A ($n = 50$) (0.25 m interval)



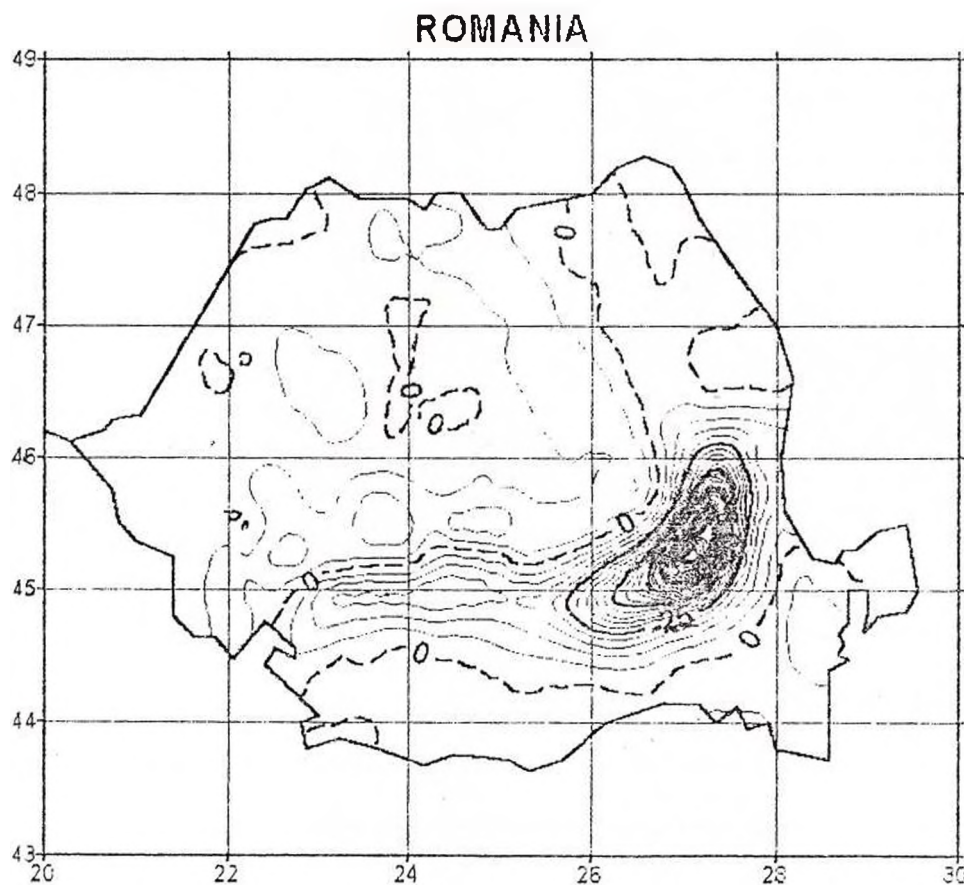


Fig. 3 – Raportul gravitate "free - air" / geoid gravimetric.
"Free - air" gravity / gravimetric geoid report.

s-a realizat prin utilizarea distribuției undulațiilor geoidului corespunzătoare dezvoltării armonice până la $n = 50$, rezultatul obținut fiind un geoid gravimetric integrat geoidului planetar (fig. 2).

O analiză preliminară a distribuției "anomaliilor" evidențiate de geoidul gravimetric FFT determinat de noi (fig. 1), a reliefat existența a două zone importante, caracterizate prin aspecte particulare ale suprafețelor echipotențiale :

- o zonă situată la exteriorul Carpaților, cu valori scăzute ale cotelor geoidale, pe un "fond" delimitat de valoarea izoliniei de 3 m individualizându-se un minim important, localizat la exteriorul zonei de curbură a Carpaților Orientali. Asocierea acestei undulații majore de minim cu îngroșarea deosebită a formațiunilor sedimentare, într-un context de dezvoltare importantă pe verticală a crustei, ilustrează posibilități ale datelor geoidale de evidențiere a unor importante bazine sedimentare ;

- o zonă situată la interiorul Carpaților, cu valori de nivel ale geoidului superioare izoliniei de 3 m, maximele fiind atinse în anumite sectoare ale Car-

wavelength undulations, their distribution being obviously determined by the Carpathians and Apuseni Mountains topography and by important mass inhomogeneities localised within or out of the mountainous massifs. Regarding the shorter wavelength components, the resulted differences are more important, due to the greater density of observation data included in the gravimetric model, comparing with the irregular distribution and reduced number with astronomic measurements on which the quasigeoid computation is based.

Although the OSU91A geopotential model seems to be not suitable for geodetic purposes on the Romanian territory, the obtained FFT gravimetric geoid (fig. 1) has been completed with long wavelength components derived from this model, in order to allow a geophysical interpretation on a regional scale. In an attempt to take into consideration only real data, resulting from the observation of the satellites orbits perturbations, the distribution of the geoid heights obtained for $n=50$ has been included (fig. 2).

A preliminary analysis of the geoidal "anomalies"

paților Orientali, Carpaților Meridionali și Munților Apuseni. La scara teritoriului studiat s-a putut aprecia, din analiza geoidului gravimetric, că partea centrală și de nord vest este mai "grea" decât cea situată spre sud, est și sud est, aspect justificat de însumarea efectelor date de relieful zonelor muntoase, cu cel al unei cruste subțiate, ultimul element fiind specific Bazinului Transilvaniei și terminației estice a Bazinului Panonic.

O posibilitate de prelucrare a datelor geoidale, în scopul unei mai bune evidențieri a unor aspecte semnificative din punctul de vedere al interpretării geofizice, este calcularea raportului Gravitare "free - air" / geoid gravimetric care, teoretic, poate da informații asupra localizării și adâncimii surselor care condiționează distribuția câmpului gravitațional și implicit, a undulațiilor geoidale (Featherstone, 1992). Aplicarea acestui procedeu de prelucrare la datele de gravitate și de geoid referitoare la teritoriul României, a condus la obținerea hărții din figura 3. Analiza rezultatului obținut evidențiază cu suficientă claritate zonele cu excese de masă, localizate cu precădere în regiuni muntoase, în arii în care fundamentul cristalin afloră sau se află la mică adâncime. Valorile cele mai mari ale raportului Gravitare "free - air" / Geoid gravimetric sunt localizate în sudul Carpaților Meridionali și la exteriorul zonei de curbă a Carpaților Orientali, deosebită îngroșare a formațiunilor sedimentare (cca 18 km în Depresiunea Focșani) fiind semnalată de o importantă anomalie de minim a acestui raport. Evidențierea clară a ariei în care depozitele sedimentare au grosimi importante (incluzând și continuarea sa spre est, în Depresiunea Predobrogeană), subliniază posibilități remarcabile ale datelor geoidale de a contribui la conturarea bazinelor sedimentare majore.

shown on the computed FFT gravimetric geoid (Fig. 1) revealed the presence of two important zones, characterised by particular features of the equipotential surfaces:

- a zone situated out of the Carpathians, with low values of the geoidal heights; on a "background" contoured by the 3 m contour line, an important geoidal low is outlined SE of the East Carpathians Bend. The association of this main low geoidal undulation with thick sedimentary formations, localised in the upper part of a thick crust, shows good possibilities of the geoidal data to contour major sedimentary basins;

- a zone situated within the Carpathians, with geoidal heights values higher than 3 m, the maxima being obtained in sectors belonging to the East and South Carpathians and the Apuseni Mountains. On the studied territory, one may observe that the central and the north-western parts are "heavier" than the zone situated in the south, east and south-east, aspects due to addition of the effects provided by the mountainous regions to those of a thin crust, the last element being specific to the Transylvanian Basin and the eastern limit of the Pannonian Basin.

A way of processing the geoidal data, in view of emphasising significant aspects for the geophysical interpretation, is the computation of the Free-air gravity / Gravimetric geoid ratio, a quantity which may theoretically offer information on the position and depth of the main density contrasts, responsible for the gravity variations and the distribution of the geoidal undulations (Featherstone, 1992). Applying this procedure to the gravity and geoidal data on the Romanian territory a new map has been obtained (Fig. 3). Inspecting this derived quantity distribution on the studied territory, we may clearly observe "heavier" sectors, situated mainly in mountainous regions, where the crystalline basement outcrops or is situated in a shallow position. The greatest values of the Free-air gravity / Gravimetric geoid ratio are situated south of the South Carpathians and at the outer part of the East Carpathians Bend, the thickest sedimentary deposits belonging to the Focșani Depression being contoured by an important low anomaly. The good contouring of this area with thick sedimentary formations, including its eastern continuation to the Predobrogean Depression, suggests good possibilities for the gravity and geoidal data to contribute to the rapid contouring of the sedimentary basins.

References

- Dragomir, V., Ghițău, D., Mihăilescu, M., Rotaru, M. (1977) Teoria figurii Pământului. Edit. tehnică, București.
- Featherstone, W. E. (1992) A GPS controlled gravimetric determination of the geoid of the British Isles. Ph. D. Thesis, University of Oxford.
- Forsberg, R. (1994) Terrain effects in geoid computation. *Intern. School for determination and use of the geoid*, Milano, Italy.
- Gulic, N., Popescu, I., Roșca, V., Ioane, D. (1992) The status of geoid determination in Romania. *Proc. First Cont. Workshop on Geoid*, Prague.
- Heiskanen, W. H., Moritz, H. (1967) Physical Geodesy. W. H. Freeman.
- Ioane, D. (1993) Actualitate și perspective pentru determinările de geoid în România. *Rev. geodez. cartogr. cadastru*, 2, 1, București.
- , Olliver, J., Radu, I., Atanasiu, L. (1993) Geophysical significances of the geoidal anomalies. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géophysique*, 37, București.
- (1993) Actual developments in geoid determination in Romania. *Proc. Seminar "GPS in Central Europe" Penc*, Hungary.
- , Radu, I. (1995) Global geopotential models and gravity data on the territory of Romania, Gravity and Geoid, Springer Verlag, 103, Heidelberg.
- , Atanasiu, L., Rogobete, M. (1996) Geoid gravimetric pentru teritoriul României, Vol. Simp. "Terra IV", București.
- , Atanasiu, L., Rogobete, M. (1996) Determinarea și interpretarea geofizică a geoidului gravimetric corespunzător teritoriului României. Rap. Grant Acad. Rom. - M.C.T., Arh. M.C.T.
- , Atanasiu, L., Rogobete, M. (1996) Gravity and geoidal anomalies on the Romanian territory. *First Congr. Balk. Geophys. Soc.*, Athens.
- Rapp, R. H., Pavlis, N. K. (1990) The development and analysis of geopotential coefficient models to spherical harmonic degree 360. *J. Geophys. Res.*, 95, 13, București.
- Sideris, M. G. (1994) Geoid determination by FFT techniques. *Intern. School for determination and use of geoid*, Milano, Italy.
- Stokes, G. G. (1849) On the variation of gravity on the surface of the Earth. *Trans. Cambridge Phil. Soc.*, 8.
- *** NRB Sofia (1979) Atlas von Karten mit mittleren Geländehöhen nach Trapezen mit den Massen 5'x7,5' und 10'x10' für die Länder Europas und ein Teil von Asien und Afrika.



CERCETĂRI MERCUROMETRICE PENTRU EVIDENȚIEREA TRASEULUI UNOR FALII CRUSTALE MERCUROMETRY – A TOOL FOR LOCATING CRUSTAL FAULTS

Dumitru IOANE, Diana DRĂGOI

După ce o perioadă îndelungată cercetările mercurimetrice au avut ca obiectiv principal studiul aplicabilității metodei la prospectarea mineralizațiilor polimetalice și auro-argentifere sau a acumulărilor de hidrocarburi, în ultimii ani au fost realizate lucrări ce au urmărit evidențierea posibilităților de detectare a traseului unor falii majore, crustale.

Prime rezultate ale investigațiilor realizate în zona faliei Capidava-Ovidiu, falie ce separă sectoarele dobrogene ale Platformei Moesice, au fost prezentate deja (Ioane, Drăgoi, 1996); o parte a informațiilor obținute aici au fost recent valorificate în contextul unor noi date geologice și al reconsiderării datelor geofizice anterioare (Avram et al., 1997). Cercetarea mercurimetrică a unui sector al Faliei Intramoiesice a adus informații interesante privitoare la poziția acesteia și asupra posibilităților de localizare a sa prin astfel de măsurători.

Zona Capidava - Ovidiu

În prima etapă a studiului privitor la aplicabilitatea metodei mercurimetrice la evidențierea faliilor majore, au fost realizate cercetări pe profile localizate la extremitățile accidentului tectonic Capidava-Ovidiu (Ioane, Drăgoi, 1996). Datele obținute cu această ocazie au fost încurajatoare, pe traseul presupus al acestei fracturi importante fiind semnalate anomalii mercurimetrice clar exprimate, cu intensități moderate, în prezența unui fond regional foarte scăzut. În zona Capidava, datele mercurimetrice au precizat poziția faliei, într-un sector în care aceasta este "mască" de depozite sedimentare post-apțiene și deci inaccesibilă observațiilor geologice directe, plasând-o la cca 500 m SW de cea indicată pe harta geologică la scara 1: 200.000 (fig. 1, profilul OF - OF'). Extremitatea de SE a faliei Capidava-Ovidiu a fost mai dificil de investigat mercurimetric, datorită condițiilor hidrografice și geomorfologice particulare date de prezența Lacului Siutghiol și a canalului Carasu, ce sunt suprapuse în mare parte traseului acesteia. Cu toate acestea, cercetările realizate în prima etapă a acestui studiu au condus la obținerea de anomalii mercurimetrice ce au putut fi

More than a decade, the mercurimetric researches have been dedicated to the study of the applicability in prospecting base metal sulphides and Au-Ag ore bodies or hydrocarbon accumulations; lately, the possibilities of locating crustal faults by means of mercurimetry have been investigated.

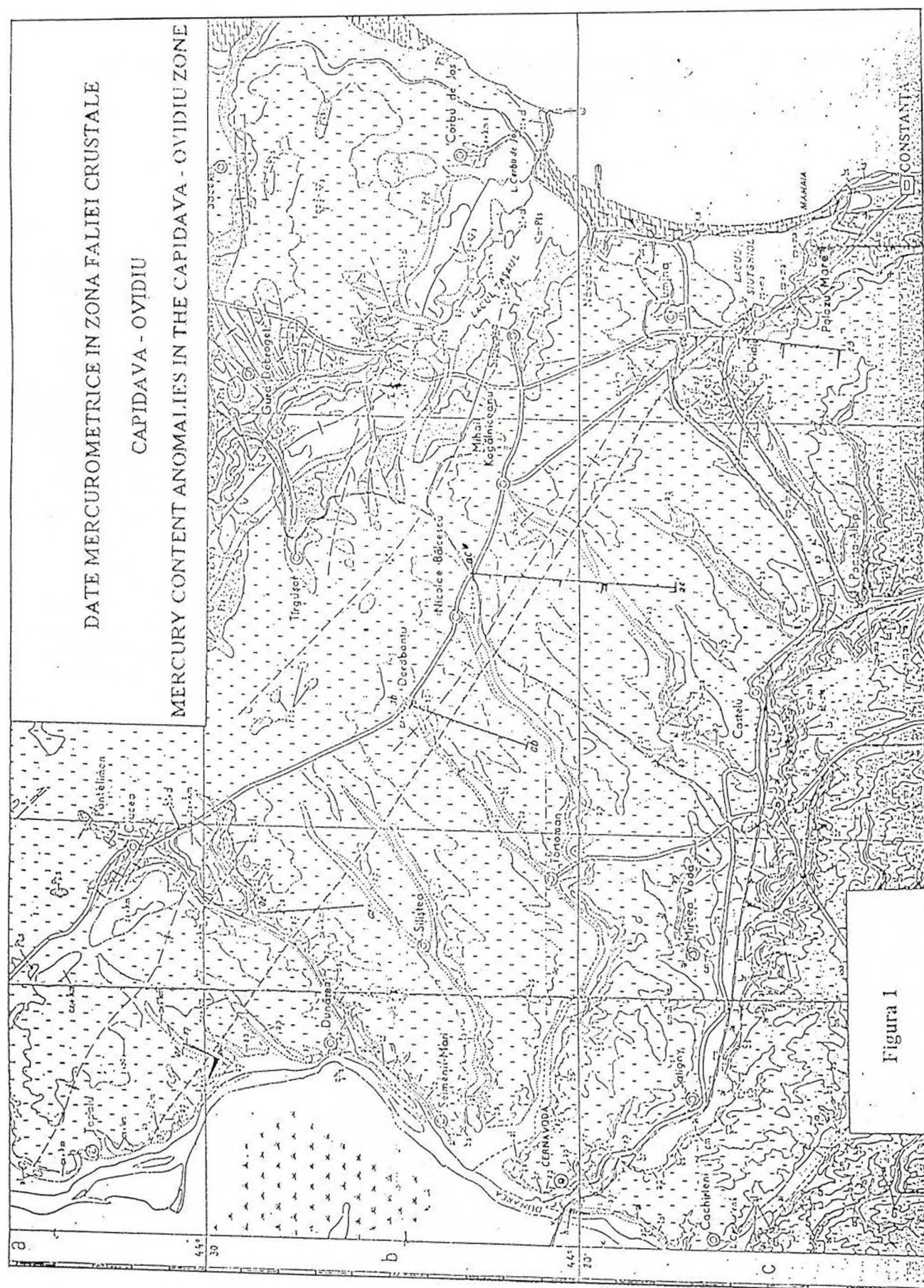
The first results of the researches carried out in the region of the Capidava - Ovidiu fault, a fault which separates the Dobrogean compartments of the Moesian Platform, have been presented in an earlier paper (Ioane, Drăgoi, 1996), while a part of the recently obtained mercurimetric information has been utilised for a new tectonic approach of this area, based on new geological observations and interpretation of geophysical data (Avram et al., 1997).

The mercurimetric works on a line crossing the Intramoiesian Fault offered information regarding its location in a zone close to the Ialomita river and on the possibilities to investigate this important tectonic feature with Hg content anomalies.

The Capidava - Ovidiu fault system

The first step of this study, devoted to the applicability of mercurimetry in locating major fault systems, has been carried out on a couple of short lines crossing the WNW and ESE extremities of the Capidava - Ovidiu fault (Ioane, Drăgoi, 1996). The results showed good possibilities to locate the position of the fault by highs of mercury anomalies on low regional background values. In the Capidava zone, the mercurimetric data have located by important Hg content anomalies the above mentioned fault, buried under a thick pile of post-Aptian sedimentary deposits. According to the mercurimetric information, the fault seems to be located 500 m SW from its position shown on the 1: 200.000 scale geological map (fig. 1). On the SE extremity of the Capidava-Ovidiu fault, the Siutghiol Lake, the Carasu canal and the Ovidiu quarries, offered difficult conditions for applying mercurimetry. However, the observed mercury content anomalies showed good correlation with the "classic" position of the main fault and other associated fractures.





puse în legătură cu falia studiată, sau cu alte fracturi asociate acesteia (fig. 1, profilele OA - OA' și OB - OB').

Pornind de la aceste rezultate, au fost proiectate lucrări mercurimetrice care au avut ca obiectiv principal evidențierea faliei Capidava-Ovidiu în arealul situat între cele două localități care o denumesc. La localizarea profilelor, prin care s-a încercat să se obțină noi informații asupra poziției și caracteristicilor accidentului tectonic care separă Dobrogea centrală de cea sudică, a trebuit să se ia în considerare, evident, cunoștințele geologice și geofizice anterioare. Caracterul regional al datelor geofizice (gravimetrice) și "mascare" faliei de către formațiuni sedimentare de vârstă Apțian superior-Cuaternar, au constituit dificultăți reale pentru o corectă poziționare a profilelor mercurimetrice. Pentru zona situată la vest de localitățile Constanța și Ovidiu, am beneficiat, totuși, de rezultatele unor cercetări seismice de refracție (Spănoche, 1979), gradul de detaliere al acestora și modalitatea de fructificare a datelor obținute oferindu-ne un suport geofizic valoros. Semnalarea seismică a unei falii majore, situată la cca 5 km sud de falia Capidava-Ovidiu, ne-a determinat să prelungim spre sud două dintre profilele realizate de noi anterior, pentru a încerca o corelare a datelor seismice cu cele mercurimetrice (profilele OA - OA' și OB - OB', fig. 1). Același element tectonic, care, în accepțiunea autorului cercetării seismice, coboară cu cca 500 m compartimentul sudic în zona pe care o afectează (orizontul reper fiind șisturi cristaline mezozonale de tip Palazu Mare, caracterizate de o viteză medie a undelor elastice de 5 km/s), a contribuit parțial și la proiectarea profilului OC - OC'. Ultimele două profile, OD - OD' și OE - OE', au traversat traseul presupus al faliei Capidava - Ovidiu în jumătatea vestică a sectorului dobrogean investigat, fiind localizate pe baza hărții geologice la scara 1: 200.000 și a datelor gravimetrice regionale (Botezatu, Băcioiu, 1957).

În ceea ce privește rezultatele măsurătorilor mercurimetrice executate pe profilele menționate mai sus, se poate remarca o descreștere semnificativă, de la est spre vest, a intensității anomaliilor mercurimetrice evidențiate, fapt ce poate fi pus în legătură cu gradul de deschidere al fracturilor traversate, cu grosimea și tectonizarea cuverturii sedimentare acoperitoare.

Pe profilul OA - OA', în afară de anomaliile intense identificate anterior în sectorul în care falia Capidava-Ovidiu străbate zona malului vestic al Lacului Siutghiol (Ioane, Drăgoi, 1996), datele noi obținute semnalează prezența unui grup de anomalii de slabă intensitate, localizat la cca 3,5 km sud de aceasta, care poate fi pus în legătură cu falia "sudică" detectată

Taking into account the above mentioned preliminary results of this study and information from previous geological and geophysical surveys, several mercurimetric lines were designed in order to locate the Capidava-Ovidiu fault in the region situated between the sectors already investigated. The geophysical data, relevant for the entire tectonic alignment between central and southern Dobrogea, are derived from the Bouguer gravity map (Botezatu, Băcioiu, 1957). For the eastern half of the studied region, results of refraction seismic researches (Spănoche, 1979), which show the presence of a buried fault in the southern vicinity of the Capidava-Ovidiu "classic" fault, have been utilised in projecting the longest mercurimetric profile (OC-OC') and southern continuations for two previous ones (OA-OA' and OB-OB'), in an attempt to correlate mercurimetric and seismic information. The location of the profiles which investigated the western half of the region (OD-OD' and OE-OE') has been based on the gravity and geological maps.

A general view of the new mercurimetric results obtained on the above mentioned profiles (Fig. 1) reveals a significant decrease in the intensity of the Hg anomalies going from E to W, a fact which may be correlated with the sealing degree of the main faults and the thickness of the sedimentary cover.

On the OA-OA' profile, besides the high intensity mercurimetric anomalies previously observed on the eastern extremity of the Capidava-Ovidiu fault (Ioane, Drăgoi, 1996), an anomalous sector has been located 3,5 km south of it; these low Hg anomalies may be the effect of the seismically located fault (Spănoche, 1979) in the Palazu Mare area, trending WNW-ESE. The next profile, OB-OB', displays numerous high intensity, but local mercury anomalies, an aspect which suggests the intense tectonic phenomena which affected this area, generating several fracture systems associated with the Capidava-Ovidiu fault and southern ones. Considering the 3,5 km interval between the anomalies related to the "classic" lineament and the southern fault system on the OA-OA' and OB-OB' profiles, we interpret this parallelism as an effect of the two main fault systems, the southern one being previously revealed by refraction seismic observations. The important anomaly located at the southern end of the OB-OB' profile shows that the geological structure, including the crystalline basement and the sedimentary deposits, is getting deeper and deeper on this direction. The OC-OC' profile investigated, on a 10 km N-S trending line, an interesting sector with no drilling geological information but with valuable seismic evidence of a fault which affects the basement 5 km south of the Capidava-Ovidiu, its southern compartment being



seismic (Spănoche, 1979). Pe profilul OB - OB' anomaliile mercurimetrice sunt mai numeroase, dar au caracter local mai pronunțat, sugerând prezența unor sisteme de fracturi care însoțesc faliile majore cunoscute. Deoarece distanța dintre cele două grupuri de anomalii de pe profilul OA - OA', de cca 3,5 km, se regăsește pe profilul OB - OB', putem considera că anomalia mercurimetrică situată aproximativ la jumătatea distanței dintre localitățile Palazu Mare și Ovidiu, reprezintă efectul faliei majore, detectată seismic, ce coboară semnificativ fundamentul cristalin al compartimentului sudic. Faptul că această afundare spre sud se realizează în trepte este sugerat de anomalia intensă de conținut în mercur localizată la extremitatea sudică a profilului. Profilul OC - OC' a investigat traseul presupus al faliei Capidava-Ovidiu și prelungirea vestică a faliei majore semnalată seismic. Datele mercurimetrice indică o anomalie de mică intensitate la cca 1 km sud de localizarea pe harta geologică citată a faliei Capidava-Ovidiu, anomalie pe care o considerăm a fi un efect al acestei falii majore. Intensitatea sa redusă poate fi pusă în legătură cu aspecte particulare legate de geometria acesteia în acest sector și de etanșarea ce este probabil realizată de depozite loessoide cuaternare, iar deplasarea spre sud față de localizarea seismică, datorată înclinării faliei. Anomalia mercurimetrică bine exprimată, evidențiată în jumătatea sudică a profilului, se corelează pe direcție cu anomaliile semnalate pe profilele OA - OA' și OB - OB', confirmând prezența și implicit, continuarea pe direcție a accidentului tectonic important, detectat anterior prin cercetări seismice (Spănoche, 1979). Putem considera că slabele anomalii mercurimetrice semnalate pe profilul OD - OD', în sectorul traversat de falia Capidava - Ovidiu, sunt legate de sistemul de fracturi asociat acesteia. Concentrațiile deosebit de reduse de Hg de aici se datoresc, probabil, unor cauze structurale și litologice particulare, pe care ne este greu să le înțuim într-o regiune puțin cunoscută geologic prin lucrări de foraj. Profilul OE - OE' ilustrează aspecte similare celor constatate pe profilul OD - OD', slabele concentrații de mercur nemaiputând fi aici corelate cu elemente geologice sau geofizice cunoscute. Având în vedere rezultatele obținute pe profilul realizat la Capidava, ce localizează falia investigată la 500 m SW de poziția figurată pe harta geologică, putem considera că trecerea la concentrații deosebit de reduse, ce se constată în jumătatea sudică a profilului OE - OE', ar putea marca trecerea pe compartimentul sudic al faliei Capidava - Ovidiu.

Zona Căldărușani - Gruiu

Dat fiind interesul deosebit suscitât de Falia Intramoiesică de la implicarea sa în geodinamica regiunii

500 m deeper than the northern one. The mercurimetric data show a low intensity anomaly 1 km south of the Capidava-Ovidiu fault position on the 1:200,000 scale geological map, anomaly interpreted to reflect the location of the fault in the neighbourhood of the topographic surface. The intensity and local aspect of this anomaly may be related to its geometrical characteristics or to the sealing effect of the thick Quaternary loess cover, while the observed offset suggests the fault dipping. The strong mercury content anomaly, revealed in the southern half of this profile, correlates very well on a WNW-ESE trending lineament with anomalies observed on the OB-OB' and OA-OA' profiles, suggesting the existence of an important tectonic feature south of the Capidava-Ovidiu fault, which may be associated with the main fault described by refraction seismic (Spănoche, 1979). Further westward, we may consider that the weak mercury anomalies, shown by our investigations on the OD-OD' profile in the sector where it crosses the Capidava-Ovidiu fault, is connected with its fractures system. The intensity of these anomalies should be related to particular structural and lithological features, difficult to be imagined in this rather geological unknown area, due to the lack of outcrops and drillings. The OE-OE' profile displays similar aspects as the previous one, the extremely low mercury anomalies being difficult to be associated with geological or geophysical features. Taking into account the results on the Capidava OF-OF' profile, which locates the fault 500 m SW from its position on the geological map, it may be considered that the lower background values, observed on the profile southern half, might reflect the position of the Capidava-Ovidiu tectonic lineament.

Mercurimetric data on the Intramoiesian Fault

The geodynamical significance of the Intramoiesian Fault, described two decades ago (Airinei, 1977), determined geophysical and geodetic researches aiming to precisely locate it or monitor horizontal and vertical displacements.

Studying the applicability of mercurimetry in locating crustal faults, the Intramoiesian Fault was the next step in this project, due to the difficulties in obtaining information on its position by geophysical and geodetic surveys. In order to benefit of the detailed studies performed in the Gruiu geodynamic testing area, the mercurimetric measurements have been carried out on two profiles crossing this zone, situated 5 km north of the Surlari geophysical observatory.

The data presented in Figure 2 have been obtained on a profile executed north of the Ialomița river, in



nii care include și zona Vrancea (Airinei, 1977), au fost realizate investigații prin diferite metode geofizice și geodezice, atât pentru localizarea, cât și pentru evidențierea unor deplasări orizontale sau verticale determinate de prezența sa.

Studiul aplicabilității metodei mercurimetrice la evidențierea faliilor crustale a inclus și cercetări executate în zona Faliei Intramoessice. Pentru a se beneficia de rezultatele unor cercetări geofizice și geodinamice anterioare, investigațiile mercurimetrice s-au executat în sectorul poligonului geodinamic Gruiu, situat la cca 5 km nord de Observatorul Geofizic Surlari. Profilul mercurimetric, executat imediat la nord de râul Ialomița, a fost proiectat în scopul traversării traseelor ipotetice ale Faliei Intramoessice la nivelul depozitelor cretacee (situat aici la cca 2200 m adâncime-Calotă et al., 1988) și al intersecției planului faliei cu suprafața topografică (Cornea et al., 1980). Datele mercurimetrice obținute nu atestă, prin anomalii de conținut de Hg, prezența unei falii importante în sectorul în care s-a trasat poziția acesteia la suprafață (fig. 2).

Slabele concentrații de mercur evidențiate, la cca 750 m spre est, ar putea reprezenta traseul faliei la suprafață (zona fiind în continuarea nord-vestică a cursului râului Ialomița, râu care în sectorul situat la SE de profil este paralel cu direcția Faliei Intramoessice). Cea mai intensă anomalie mercurimetrică, ce este constituită de fapt dintr-un grup anomal extins pe cca 600 m, se plasează pe proiecția de la nivelul Cretacicului a faliei studiate. Se sugerează astfel existența unui sistem de fracturi paralele, care, după ce afectează calcarele jurasice și cretacee, se ramifică spre suprafață, mercurul migrând cu predilecție prin complexele predominant detritice, mai noi decât Tortonianul, pe direcții apropiate de verticală.

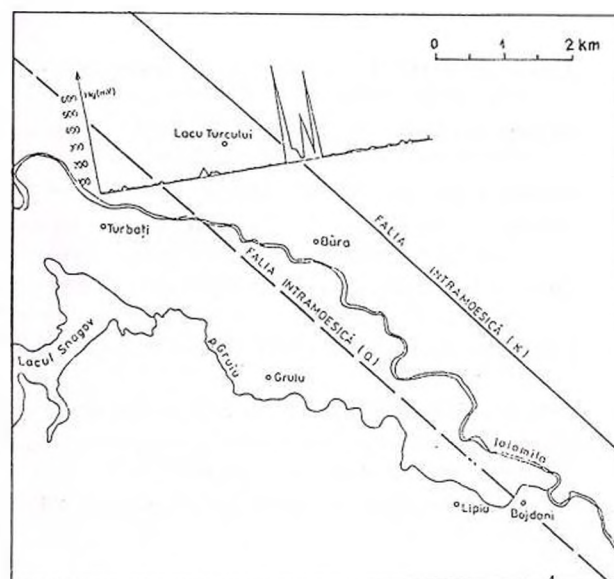


Fig. 2 - Date mercurimetrice în zona Gruiu
(Falia Intramoessica - Platforma Moesica)
Mercurimetric data in Gruiu zone.
Intramoessian Fault - Moesian Platform.

order to cross the hypothetical position of the Intramoessian Fault at the Cretaceous deposits level (situated here at the depth of 2200 m - Calotă et al., 1988) and its intersection with the topography (Cornea et al., 1980). The obtained mercurimetric data did not evidence anomalous mercury contents in the sector where the fault should intersect the topographical surface; the weak concentrations of Hg obtained 750 m eastward might represent the site where the fault actually crops out. The most important mercury anomaly, which is in fact constituted of a group of anomalies extended on a distance of 600 m, is considered to be due to the effect of the Intramoessian Fault, which, from the Cretaceous deposits level, seems to change its dipping and develop to the surface several parallel fractures; mercury migrates easily using fractures close to the vertical toward the surface, penetrating the detrital post-Tortonian deposits.

References

- Airinei, Șt. (1977) Microplăci litosferice pe teritoriul României reflectate în anomalii gravimetrice regionale. *St. cerc. geol., geof., geogr., Geofizica*, 15, București.
- Avram, E., Ioane, D., Drăgoi, D. (1997) Contactul tectonic dintre Dobrogea centrală și Dobrogea de sud în sectorul Ovidiu. *An. Inst. Geol. Rom.*, 70, sub tipar.
- Botezatu, R., Băcioiu, Tr. (1957) Anomalia gravității în Dobrogea centrală. *Bul. Științ. Acad. R.P.R.*, 11, 2.
- Calotă, C., Lăzărescu, V., Moldoveanu, T., Zugrăvescu, D. (1988) Variația în timp a gravității pe poligoane geodinamice din România. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofizică*, 26, p. 3-16, București.
- Cornea, I., Zugrăvescu, D., Ghițău, D., Popescu, M., Rădulescu, F. (1980) The Căldărușani - Gruiu Geodynamic Polygon. *Rev. roum. geol., geophys., geogr., Geophysique*, 24, 2, p. 171-191, București.
- Ioane, D., Drăgoi, D. (1996) Crustal faults as depicted by mercury content anomalies. *An. Inst. Geol. Rom.*, 69, supl. nr. 1, IGR-90.
- Robbins, J. C. (1975) Mercury as a geochemical trace element, Scintrex Ltd., Technical paper.
- Spănoche, S. (1979) Noi aspecte structurale în zona Palazu Mare obținute prin valorificarea măsurătorilor seismice. *St. tehn. econ.*, D, 12, p. 81-95, București.
- *** Harta geologică 1: 200.000, foaia Constanța, Arh. IGR.

**APLICAREA TEHNICILOR DE TELEDETECTIE ȘI A SISTEMULUI
INFORMAȚIONAL GEOGRAFIC (GIS) ÎN DOMENIUL GEOȘTIINȚELOR
(MUNȚII METALIFERI)
APPLYING REMOTE SENSING TECHNIQUES AND GEOGRAPHICAL
INFORMATION SYSTEM (GIS) IN THE FIELD OF GEOSCIENCE
(METALIFERI MOUNTAINS)**

Vasile VÂJDEA, Ion POPESCU, Constantin NIȚICĂ, Anca-Marina VÎJDEA, Alexandra MARINESCU

Caracterul multi-informațional al imaginilor satelitare prelevate cu sateliții operaționali lansați în ultimul sfert de veac a conferit teledetectiei, ca metodă de investigare a suprafeței scoarței terestre, un rol tot mai însemnat.

Dezvoltarea în paralel a sistemelor informaționale geografice (GIS) a permis totodată integrarea informațiilor de natură satelitară sau geografică într-o bază de date cu referință spațială. Utilizarea conjugată a teledetectiei și a sistemelor informaționale geografice s-a constituit astfel într-un mijloc modern de analizare și modelare a distribuției obiectelor punctuale, liniare sau areale supuse investigației.

În contextul de mai sus, în anul 1996 cercetările au avut ca obiectiv Munții Apuseni de Sud, cu accent deosebit pentru Munții Metaliferi, regiune de interes economic pentru importanțele acumulări de mineralizații auro-argentifere și de sulfuri polimetalice.

Lucrările de teledetectie s-au axat pe prelucrarea analogică a imaginilor satelitare tip LANDSAT-TM (Thematic Mapper) la scara 1:1.000.000, scenele 185/28 din 25.09.1992 și 186/28 din 16.09.1986, precum și a imaginilor satelitare tip LANDSAT-MSS (MultiSpectral Scanner) la aceeași scară, scenele 199/28 din 28.10.1973 și 200/28 din 29.10.1973.

Prin prelucrarea analogică a imaginilor amintite cu proiectorul multispectral MSP-4C, care, din construcție, poate mări de 5 ori scara materialelor folosite, au fost obținute imagini fals-color la scara 1:200.000, echivalentă scării hărților geologice editate de către Institutul Geologic al României.

Interpretarea imaginilor fals-color a condus la realizarea unei hărți cu elemente liniare totale neselectate. Confruntarea acestor hărți cu cele topografice a permis eliminarea tuturor elementelor liniare care s-au suprapus peste diverse lucrări antropice, în principal drumuri și căi ferate, canale de irigație, linii de înaltă tensiune etc., rezultând, în final, o hartă de lucru a elementelor liniare totale (fig. 1), utilizată în

The multi-informational character of satellite images acquired by operational satellites launched in the last quarter of the century offered an increasingly important role to remote sensing as a method for studying the Earth surface.

The development at the same time of geographical information systems (GIS) allowed also the integration of satellite or geographic data in a spatial reference database. The combined use of remote sensing and geographical information systems thus constituted a modern mean of analyzing and modeling the distribution of point, line and polygon-shaped objects to be investigated.

In the above-mentioned context, in 1996 the objectives of research works were the Southern Apuseni Mountains, a special emphasis being given to the Metaliferi Mountains, a region of economic interest due to the important accumulations of gold, silver and polymetallic sulfides.

The remote sensing works focused on analogical processing of LANDSAT-TM satellite images on the 1:1,000,000 scale, scenes 185/28 from 25.09.1992 and 186/28 from 16.09.1986, as well as of LANDSAT-MSS satellite images on the same scale, scenes 199/28 from 28.10.1973 and 200/28 from 29.10.1973.

By analogical processing the mentioned images by means of MSP-4C multispectral projector which had as a specific characteristic the possibility of enlarging the scale of the materials used to 5 times, false-color images on the 1:200,000 scale were obtained, equivalent to the scale of the geological maps edited by the Geological Institute of Romania.

The interpretation of the false-color images led to the drawing up a map with total unselected lineaments. A comparison of this map with the topographic one allowed that all linear elements overlying anthropic works, mainly roads and railways, irrigation channels, electric power lines etc. to be eliminated, finally obtaining a work map of total lineaments (Fig. 1) subsequently used for elaborating different the-



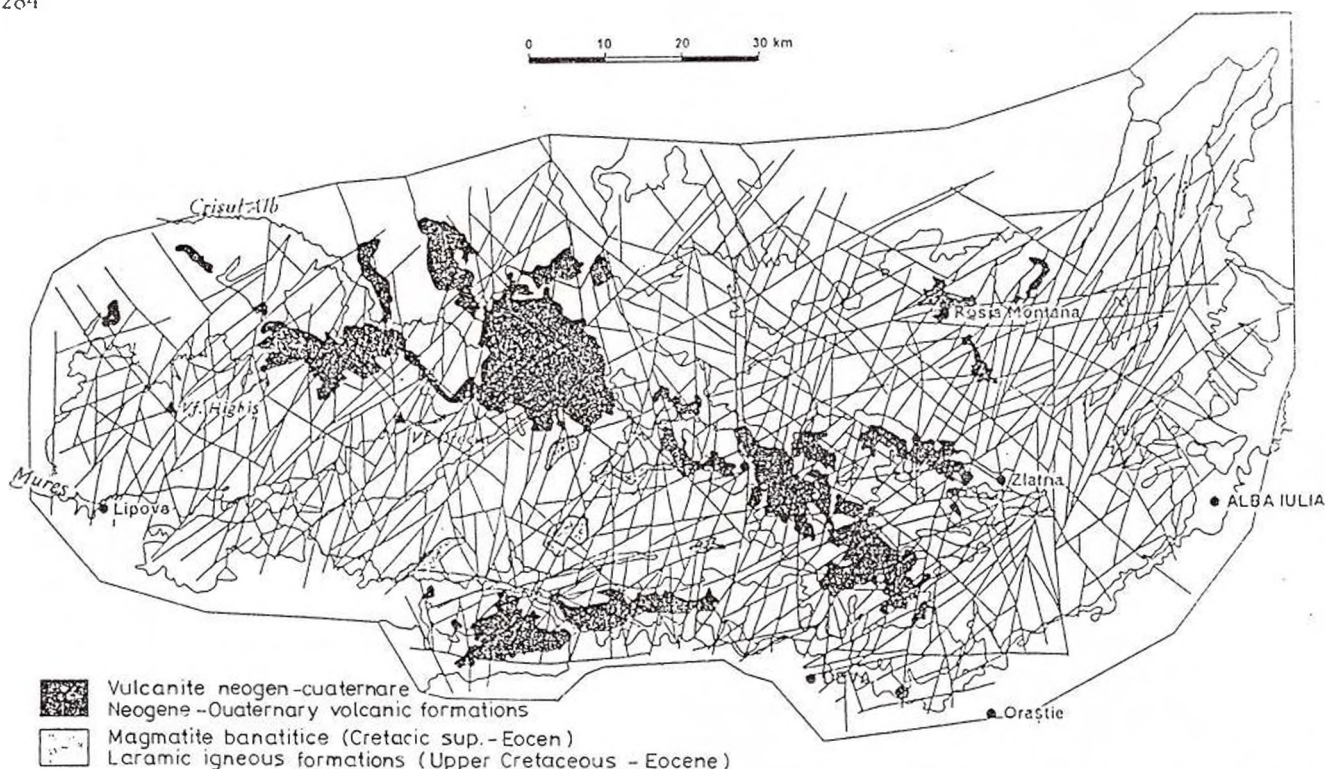


Fig. 1 - Harta elementelor liniare totale - Munții Apuseni de Sud. 1, vulcanite neogen-cuaternare; 2, magmatite banatitice (Cretacic superior-Eocen).

Map of total lineaments - Southern Apuseni Mts. 1, Neogene-Quaternary volcanic formations; 2, Laramian igneous formations (Upper Cretaceous-Eocene).

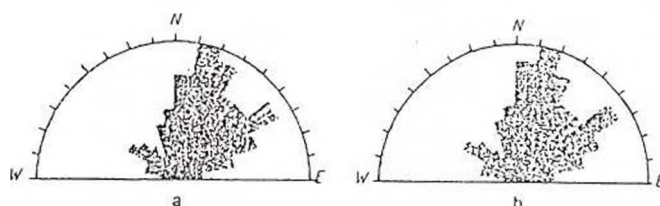


Fig. 2 - Diagrame azimutale. Rose diagrams.

continuare la elaborarea diferitelor hărți tematice necesare cercetărilor de teledetecție.

În abordarea cercetărilor respective s-a pornit de la premisa că marea majoritate a elementelor liniare incluse în harta cu elemente liniare totale a fost direct sau indirect determinată de activitatea tectonică ce s-a manifestat în regiune. Astfel, cele 2358 elemente liniare identificate pe această hartă au fost prelucrate statistic și au fost construite diagrame azimutale (fig. 2) după lungimea (a) și frecvența lor de apariție (b), precum și hărți de densitate ale acestor elemente.

În diagramele azimutale se constată existența unor intervale de orientare cu valori maxime, precum și a altora cu valori ridicate în raport cu restul intervalelor. Intervalele cu valori maxime din diagrama azimutală după lungime pot coincide cu cele din dia-

grammele azimutale necesare pentru cercetările de teledetecție.

În abordarea cercetărilor respective s-a pornit de la ideea că marea majoritate a elementelor liniare incluse în harta cu elemente liniare totale au fost direct sau indirect determinate de activitatea tectonică existentă în regiune. Astfel, 2358 liniamente identificate pe această hartă au fost prelucrate statistic și au fost construite diagrame azimutale (fig. 2) în funcție de lungime (a) și de frecvența de apariție (b), precum și hărți de densitate ale acestor elemente.

În diagramele azimutale se constată existența unor intervale de orientare cu valori maxime, precum și a altora cu valori ridicate în raport cu restul intervalelor. Intervalele cu valori maxime din diagrama azimutală după lungime pot coincide cu cele din dia-



grama azimutală după frecvență, fără a constitui însă o regulă generală.

La rândul lor, hărțile de densitate a elementelor liniare scot în evidență sectoarele în care numărul acestora este mai ridicat în comparație cu restul regiunii, ceea ce denotă un grad ridicat de fragmentare în sectorul respectiv.

Pentru o analiză mai detaliată a regiunii, în afara diagramelor azimutale totale, au fost realizate și diagrame azimutale separat pentru principalele tipuri de formațiuni geologice în funcție, ca și în primul caz, de lungimea și frecvența elementelor liniare.

Compararea între ele a diagramelor azimutale corespunzătoare diferitelor tipuri de formațiuni geologice, inclusiv cu diagramele azimutale totale, scoate în evidență gruparea celei mai mari părți a elementelor liniare în cadranul nord-estic. Acest aspect este mai pregnant în cazul în care diagramele azimutale au fost construite pe baza unui număr relativ mare de elemente liniare, spre deosebire de cazurile în care, prin prelucrarea unui număr redus de elemente, diagramele azimutale prezintă configurații nesemnificative cu 4-5 maxime.

S-a constatat, de asemenea, că elementele majore bine conturate pe direcție nu se încadrează în intervalele de orientare cu valori mari, deoarece nu sunt acompaniate de un număr suficient de mare de elemente liniare cu aceeași orientare.

Luând în considerare diferitele aspecte prezentate în urma analizării hărții cu elemente liniare totale, a diagramelor azimutale și a hărților de densitate a elementelor liniare, iar ca bază de plecare diagramele azimutale totale, au fost stabilite șapte sisteme de orientare a elementelor liniare, cu caracter major. Totodată au fost individualizate circa 40 elemente liniare majore, dintre care 10 sunt considerate elemente duble și opt "fascicule" de elemente liniare constituite din "segmente de dimensiuni medii și mici" dispuse sub formă de aliniamente mai mult sau mai puțin coliniare și paralele între ele.

Cele șapte sisteme de orientare luate în considerare au fost notate cu "S" de la 1 la 7, elementele liniare cu "L" de la 1 la 30, pentru elementele duble adăugându-se litera "a", iar fasciculele notate cu "F" de la 1 la 8, repartitia elementelor liniare și a fasciculelor în cele șapte sisteme fiind după cum urmează:

- Sistemul S_1 ($N50^0-60^0E$) conține elementele liniare L_1-L_7 și fasciculul F_1 ;
 - Sistemul S_2 ($N30^0-40^0E$) - L_8-L_{10} și F_2-F_3 ;
 - Sistemul S_3 ($N10^0-20^0E$) - $L_{11}-L_{17}$ și F_4 ;
 - Sistemul S_4 ($N10^0V-N10^0E$) - $L_{18}-L_{22}$;
 - Sistemul S_5 ($N30^0-40^0V$) - $L_{23}-L_{24}$ și F_5 ;
 - Sistemul S_6 ($N50^0-60^0V$) - $L_{25}-L_{27}$ și F_6-F_7 ;
 - Sistemul S_7 ($N80^0-90^0E$) - $L_{28}-L_{30}$ și F_8 .
- Odată cu stabilirea celor șapte sisteme de orientare

length of the lineaments can be coincident with the intervals from the rose diagram computed taking into account the frequency, but this is not a general rule.

Conversely, the maps of density of the lineaments emphasize the sectors in which their number is increased comparatively with the rest of the region, a fact which proves a higher degree of fragmentation in the respective sector.

For a more detailed analysis of the region, besides total rose diagrams, rose diagrams were computed separately for the main geological formations, also with respect to the length and frequency of occurrence of the lineaments.

A comparison of the rose diagrams corresponding to different types of geologic formations one with each other and with the total rose diagrams showed that the majority of the lineaments were grouped in the North-Eastern quadrant. This aspect is more obvious in the case in which the rose diagrams were computed based on a relatively great number of linear elements, opposed to the situation where the processing of a reduced number of elements produced rose diagrams having not very significant configurations with 4-5 maxims.

It was also observed that the major elements well delimited on direction do not have high values within the intervals of orientation because they are not accompanied by a sufficiently great number of linear elements having the same orientation.

Taking into consideration different aspects presented after analyzing the map of total linear elements, the rose diagrams and the map of density of the lineaments, and starting from the total rose diagrams, seven main systems of orientation of the lineaments were established. There were also identified approximately 40 major linear elements, from which 10 were considered double and 8 "bundles" of linear elements made up of "fragments of medium and small size" disposed as more or less linear and parallel lineaments.

The seven systems of orientation taken into consideration were noted "S" from 1 to 7, the linear elements "L" from 1 to 30, for those which were double adding an "a" and the bundles "F" from 1 to 8, the distribution of the linear elements and bundles into those seven systems being as follows:

- System S_1 ($N50^0-60^0E$) contains the linear elements L_1-L_7 and the bundle F_1 ;
- System S_2 ($N30^0-40^0E$) - L_8-L_{10} and F_2-F_3 ;
- System S_3 ($N10^0-20^0E$) - $L_{11}-L_{17}$ and F_4 ;
- System S_4 ($N10^0W-N10^0E$) - $L_{18}-L_{22}$;
- System S_5 ($N30^0-40^0W$) - $L_{23}-L_{24}$ and F_6 ;
- System S_6 ($N50^0-60^0W$) - $L_{25}-L_{27}$ and F_6-F_7 ;
- System S_7 ($N80^0-90^0E$) - $L_{28}-L_{30}$ and F_8 .

After establishing the seven orientation systems



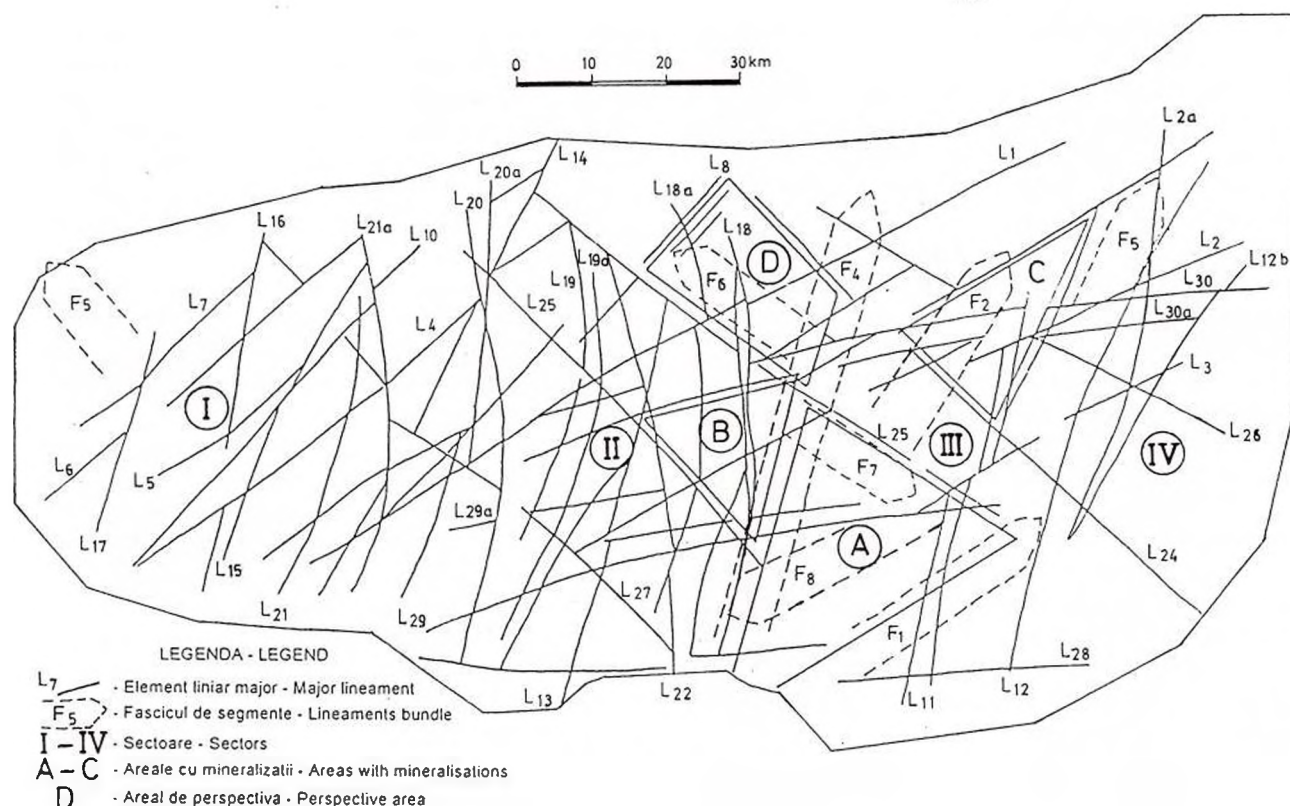


Fig. 3 - Schița de model structural-tectonic - Munții Apuseni de Sud. 1. element liniar major; 2, fascicul de segmente; 3, sectoare; 4, areale cu mineralizații; 5, areal de perspectivă.

Structural-tectonic model of the Southern Apuseni Mts. 1, major lineament; 2, lineaments bundle; 3, sectors; 4, areas with mineralisations; 5, perspective area.

și a elementelor majore încadrate în aceste sisteme s-a trecut la o etapă nouă a cercetării și, anume, la identificarea raporturilor dintre cadrul structural-tectonic cunoscut din cartarea geologică de suprafață și subteran și din datele de teledetecție. În acest scop au fost realizate diferite hărți tematice cu elemente liniare selectate, urmărindu-se scoaterea în evidență a anumitor elemente majore sau stabilirea arealelor în care acestea au o densitate mai mare în raport cu întreaga regiune. Din aceste hărți tematice a fost realizată în final o hartă a elementelor majore selectate, în care au fost incluse, în principal, cele 40 de elemente liniare majore și opt fascicule, hartă pe baza căreia a fost executată o schiță de model structural-tectonic (fig. 3).

Analiza acestei schițe permite conturarea a patru sectoare, numerotate de la I la IV (pornind de la vest spre est), fiecare prezentând caractere proprii după cum urmează:

- Sectorul I (vestic), limitat la est de elementul liniar major L_{21} , se suprapune din punct de vedere geologic peste formațiunile cristaline care alcătuiesc, alături de câteva petice de sedimente paleozoice,

and the main elements included in these systems a new stage of research works started i.e., identifying the relationships between the structural tectonics known from previous geological mapping in the field and underground and the tectonics derived from remote sensing data. For this purpose different thematic maps with selected linear elements had been drawn, the objective being the identification of some major elements or establishing the areas in which these have a higher density compared with the entire region. From these thematic maps a map of selected major elements was finally drawn, in which those 40 main linear elements and eight bundles were principally included, a map which served as the basis for the structural tectonic model presented in Figure 3.

The analysis of this draft model allows the delimitation of four sectors, numbered from I to IV (starting from west to east), each one presenting specific features, as follows:

- Sector I (Western), delimited to the East by the major lineament L_{21} , overlies the crystalline formations which make up, together with some patches of sedimentary deposits, the Highiş Mountains. In this

Munții Highiş. În acest sector datele de teledetecție indică existența unui număr relativ redus de elemente liniare, uniform distribuite spațial, constând în segmente încadrate în sistemele de orientare S_1 , S_3 și S_5 , din acest ultim sistem făcând parte și fasciculul F_5 .

– Sectorul II (central-vestic), limitat la vest de L_{21} și la est de L_{18} , este unicul sector în care au fost întâlnite segmente din toate sistemele de orientare și totodată singurul în care au fost identificate elemente liniare duble, curbate, caracteristice sistemului de orientare S_4 .

– Sectorul III (central-estic), limitat la vest de L_{18} , iar la est de L_{12} , este sectorul cu cea mai ridicată densitate a elementelor liniare, fenomen pus și pe seama prezenței în acest sector a șase din cele opt fascicule identificate și conturate în regiune. Din punct de vedere geologic, este de semnalat prezența corpurilor de vulcanite neogene care străbat ofiolitele și formațiunile sedimentare de vârstă cretacică, fiind totodată responsabile cu punerea în loc a mineralizațiilor hidrotermale auro-argentifere și de sulfuri polimetalice.

– Sectorul IV (estic), limitat la vest de L_{12} , este un sector cu număr redus de elemente liniare "proprii", majoritatea reprezentând extremitățile estice ale unor elemente liniare majore din cele două sectoare centrale (II și III).

După cum se poate constata, cel mai important, din punctul de vedere al informațiilor oferite de cercetările prin teledetecție este sectorul III (central-estic), caracterizat prin cea mai ridicată densitate a elementelor liniare și prin prezența a șase fascicule, coroborate cu existența corpurilor de vulcanite și de sulfuri polimetalice.

Analiza integrată a datelor de teledetecție cu cele geologice și geofizice, în cadrul schiței de model structural-tectonic (fig. 4), prezintă individualizate patru areale notate cu A, B, C și D. Criteriile care au stat la baza conturării acestor areale au fost legate atât de natura geologică a regiunii, cât și de datele de teledetecție. Astfel, arealele respective se caracterizează, pe de o parte, prin densitate mare a elementelor liniare, prin prezența de fascicule și prin existența unor elemente liniare din sistemul de orientare S_6 , considerat a fi responsabil cu circulația soluțiilor hidrotermale purtătoare de mineralizații, iar, pe de altă parte, prin prezența corpurilor de vulcanite neogene.

Dacă arcele A, B și C intrunesc toate cele patru criterii, suprapunându-se peste exploatările miniere de la Brad (A), Almașul Mare-Zlatna (B) și Baia de Arieș-Roșia Montană (C), arealul D, situat la nord de arealul A și la vest de arealul C, întrunește doar criteriile de "teledetecție", urmând ca în viitor cer-

sector the remote sensing data show the existence of a relatively small number of lineaments, uniformly space-distributed, consisting of elements belonging to systems S_1 , S_3 and S_5 , this last system containing also the bundle F_5 .

– Sector II (central-Western), delimited to the West by L_{21} and to the East by L_{18} , is the only sector in which segments belonging to all orientation systems were found and at the same time the only one in which double elements, curved, characteristic of system S_4 were identified.

– Sector III (central-Eastern), delimited to the West by L_{18} and to the East by L_{12} , is the sector with the highest density of lineaments, a phenomenon caused by the presence in this sector of six from those eight bundles identified in the region. From the geological point of view it should be noted the presence of the Neogene volcanic bodies which penetrate the ophiolites and the Cretaceous sedimentary deposits, being also responsible for the hydrothermal mineralizations of gold, silver and polymetallic sulfides.

– Sector IV (Eastern), delimited to the West by L_{12} , is a sector with a reduced number of "own" linear elements, the majority representing the Eastern extremity of main lineaments from the central sectors (II and III).

As it can be seen, the most important sector, from the point of view of the information offered by remote sensing, is sector III (central Eastern), characterized by the highest density of linear elements and by the presence of six bundles, corroborated with the existence of volcanic bodies and polymetallic sulfides.

The integrated analysis of remote sensing data together with geological and geophysical data within the structural-tectonic model (Fig. 4) shows four individualized areas noted A, B, C and D. The criteria which made up the basis in delimiting these areas were linked both to the geology of the region and to the remote sensing data. Thus, the respective areas are characterized, on the one hand, by a high density of linear elements, by the presence of bundles and by the existence of some lineaments belonging to the system S_6 considered to be responsible of the circulation of hydrothermal solutions carrying mineralizations, and, on the other hand, by the presence of Neogene volcanic bodies.

If the areas A, B and C meet all these four criteria, overlying the mining exploitation works from Brad (A), Almașul Mare-Zlatna (B) and Baia de Arieș-Roșia Montană (C), the D area situated to the North of A area and to the West of C area meets only the remote sensing criteria, its importance going to be confirmed or not in the future by field works.

We cannot end the analysis of structural-tectonic



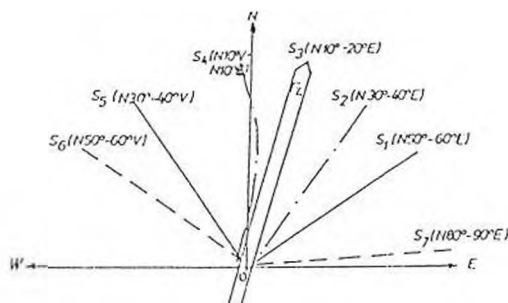


Fig. 4 - Relații între sistemele de orientare. Relationship between orientation systems.

cețările de teren să confirme sau nu importanța acestuia.

Nu putem încheia analiza schiței de model structural-tectonic fără a atrage atenția asupra unui aspect interesant (fig. 4) și, anume, asupra faptului că fasciculul F_4 , din sistemul de orientare S_3 ($N10^\circ-20^\circ E$), de altfel fasciculul cel mai bine individualizat pe direcție și ca număr de segmente, se constituie, prin poziția sa, într-o adevărată bisectoare a unghiurilor formate de celelalte sisteme de orientare, luate două câte două, după cum urmează:

- S_4 ($N10^\circ W-N10^\circ E$) cu S_2 ($N30^\circ-40^\circ E$);
- S_5 ($N30^\circ-40^\circ W$) cu S_1 ($N50^\circ-60^\circ E$);
- S_6 ($N50^\circ-60^\circ W$) cu S_7 ($N80^\circ-90^\circ E$).

Această idee urmează a fi verificată prin observații de teren.

În afara prelucrărilor analogice descrise mai sus, în aria Munților Metaliferi au fost efectuate și prelucrări digitale speciale asupra imaginii satelitare LANDSAT-TM 185/28 din data de 25.09.1992, în scopul identificării zonelor cu minerale de alterație hidrotermală și a celor cu oxidații feruginoase prin procedeul analizei componentelor principali (PCA) într-o variantă denumită tehnica Crosta și, anume, "Selectarea componentelor principali cu orientare către trăsături".

Toate prelucrările digitale s-au efectuat cu ajutorul sistemului ERDAS din dotarea Laboratorului de Teledetecție și Supraveghere a Mediului. Prelucrările s-au realizat pe baza corespunzătoare foilor de hartă la scara 1:50.000, și anume: L-34-71-A (Abrud), L-34-71-C (Zlatna) și L-34-70-D (Brad).

Pentru fiecare foaie de hartă menționată mai sus au fost efectuate prelucrări digitale pentru minerale argiloase și oxizi de fier conform metodologiei Crosta (Crosta, McMoore, 1989; Loughlin, 1990), rezultatele acestora fiind concretizate în tabelele cu valorile vectorilor proprii, pe baza cărora s-a ales componentul care redă imaginea zonelor cu concentrații ridicate în

model without drawing attention towards an interesting aspect (Fig. 4), i.e. the fact that bundle F_4 from the orientation system S_3 ($N10^\circ-20^\circ E$), otherwise the best individualized and direction-developed bundle, which has the greatest number of segments, is, by its position, the real bisector of the angles formed by the other orientation systems, taken two by two, as follows:

- S_4 ($N10^\circ W-N10^\circ E$) with S_2 ($N30^\circ-40^\circ E$);
- S_5 ($N30^\circ-40^\circ W$) with S_1 ($N50^\circ-60^\circ E$);
- S_6 ($N50^\circ-60^\circ W$) with S_7 ($N80^\circ-90^\circ E$).

This idea is going to be checked by field works.

Besides the analogical processing described above, in the Metaliferi Mountains there were also made special digital processings of the LANDSAT-TM 185/28 satellite image from 25.09.1992 in order to identify the zones with hydrothermal alteration minerals and iron oxides by means of the Principal Components Analysis (PCA) in a variant called Crosta technique or "Feature Oriented Principal Components Selection".

All digital processing was made with ERDAS system from the endowment of the Remote Sensing and Environmental Survey Laboratory. Areas corresponding to 1:50000 map sheets were selected for the processing i.e.: L-34-71-A (Abrud), L-34-71-C (Zlatna) and L-34-70-D (Brad).

For each map sheet mentioned above digital image processing was made for clay minerals and iron oxides according to the Crosta methodology (Crosta, McMoore, 1989; Loughlin, 1990), the results being materialized in the tables of eigenvalues which served as the basis for selecting the component showing the image of zones with high concentrations in clay minerals and iron oxides, respectively. For a better visualization, these black and white images were coloured by level slicing, the spectrum colours, from magenta to blue, cyan, green, yellow and red being assigned to the image pixels.

minerale argiloase și, respectiv, oxizi de fier. Pentru o mai bună vizualizare, aceste imagini alb-negru au fost colorate prin feliere de densitate, pixelilor atribuindu-li-se culorile din spectru de la magenta spre albastru, cian, verde, galben și roșu.

De pe hărțile topografice au fost digitalizate cu sistemul ARC/INFO rețeaua hidrografică, principalele localități și puncte de cotă din regiunea investigată. Acestea au alcătuit, împreună cu zonele de alterare hidrotermală și cu zonele cu mineralizație diseminată digitalizate de pe hărțile geologice la scara 1:50.000, o bază de date integrată într-un sistem geografic informațional.

Corelarea zonelor cu minerale argiloase, obținute prin metoda Crosta, cu informațiile extrase de pe hărțile geologice a fost extrem de facilă prin suprapunerea celor din urmă sub formă de vectori peste imaginea Crosta. Comparând hărțile cu distribuția zonelor cu minerale argiloase cu arealele cu roci alterate hidrotermal, figurate pe hărțile geologice ale IGR la aceeași scară, s-a constatat apariția, în special în cazul foi Zlatna, a numeroase zone cu concentrații ridicate în minerale argiloase. Totodată s-a mai putut observa, în unele cazuri, prezența unor zone de minim în cadrul unor areale largi cu roci alterate hidrotermal. Prin analizarea imaginii LANDSAT-TM în diferite combinații de benzi a rezultat că aceste zone de minim din cadrul aureolelor cartate geologic corespund unor păduri de foioase și conifere. Zonele cu concentrația cea mai redusă, redată prin culoarea magenta, corespund pădurilor de conifere.

Acest lucru se datorează faptului că din calcule a reieșit că imaginea zonelor cu minerale argiloase este conținută de componentul PC1, care conține însă 96% din varianța datelor. Încercarea de a elimina efectul vegetației prin scăderea imaginii componentului care o reprezintă (PC4) nu a redus cu mult influența acesteia, întrucât varianța datelor conținute de acest component este foarte redusă, sub 1%.

Cele mai numeroase zone non identificate ca având concentrații ridicate în minerale argiloase sunt localizate în foaia Zlatna. Aceasta se datorează faptului că în cuprinsul foi apar mai multe zone cu aflorimente sau cu o acoperitură vegetală săracă, comparativ cu foile Abrud și Brad, lucru demonstrat și prin examinarea imaginii satelitare LANDSAT-TM în care aceste zone descoperite apar în culoarea magenta în combinația de benzi aleasă (7,4,2 - RGB). Prin urmare, minimele obținute prin metoda Crosta trebuie verificate prin examinarea imaginii satelitare pentru a se stabili dacă corespund unor zone cu o acoperitură vegetală foarte deasă, cum sunt pădurile.

De interes rămân zonele de maxim, care corespund întotdeauna unor aflorimente sau areale cu vegetație săracă și în care metoda Crosta evidențiază prezența

The hydrographic network, main localities and spot heights were digitized with ARC/INFO from the topographical maps. These, together with the zones of hydrothermal alteration and of porphyry copper mineralization digitized from the 1:50000 geological maps made up a database integrated in a geographical information system.

The correlation of the zones with clay minerals obtained by Crosta method with information extracted from geological maps was very easily done by overlaying these as vectors on the Crosta image. Comparing the maps of distribution of the clay minerals with the areas with hydrothermally altered rocks from the geological maps of IGR on the same scale many zones with high concentration in argillous minerals were identified, especially within Zlatna map sheet. At the same time it could be noted, in some cases, the presence of some zones with low concentration (minimum) within large areas of hydrothermally altered rocks. Analyzing the LANDSAT-TM image in different band combinations it could be seen that these zones of minimum within the geologically mapped altered zones correspond to deciduous and coniferous forests. The zones with the lowest concentration, represented in magenta colour, correspond to coniferous forests.

This is due to the fact that from the computations it was concluded that the image of the zones with clay minerals was included in component PC1, which also contained 96% of the variance of the data. The trial to eliminate the vegetation effect by subtracting the image of the component representing vegetation (PC4) did not reduce much its influence, because the variance of the data contained in this component was very small, under 1%.

The more numerous zones newly identified as having high concentrations in clay minerals were located in Zlatna map sheet. This is caused by the fact that within this map sheet more outcrops or zones with poor vegetation cover occurred comparatively with Abrud and Brad map sheets, a fact proved also by examining the LANDSAT-TM satellite image, on which these areas appeared in magenta colour in the chosen band combination (7,4,2-RGB). Therefore, the zones of minimum obtained by Crosta method should be verified by examining the satellite image in order to establish if these areas correspond to very densely vegetated zones, like forests.

The interest zones remain those with high concentration (maximum), which always correspond to outcrops on areas with scarce vegetation, where Crosta technique can show the presence of minerals containing OH linked to Al, K, Mg, Ca etc., as well as ferrous and ferric ions.

A support in identifying the zones with hydrother-



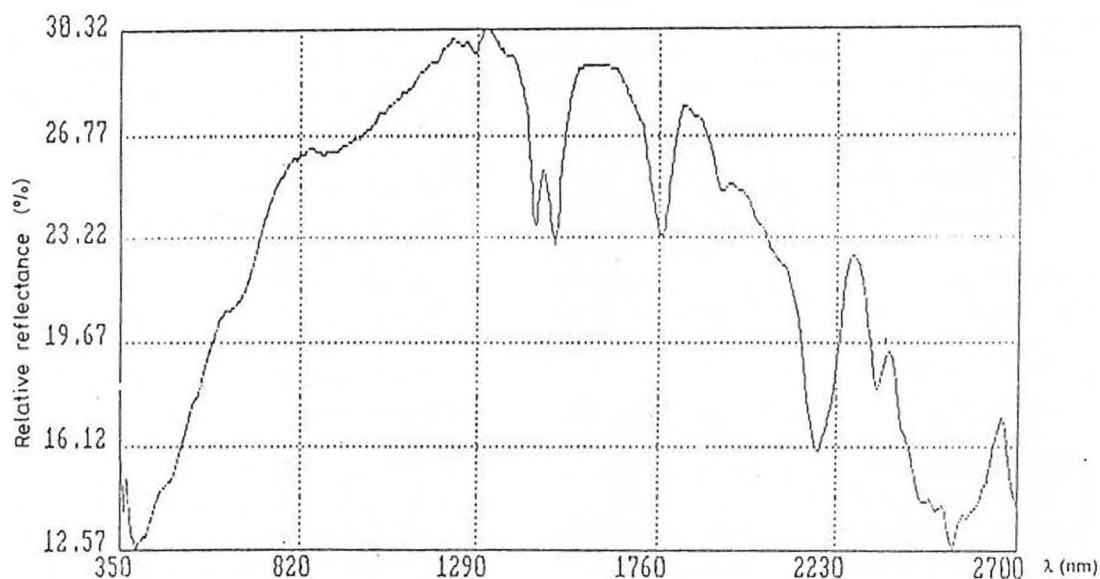


Fig. 5 – Curba de reflectanță spectrală a unui andezit cu alunite de la Roșia-Poieni (cariera Scoarța).
Reflectance spectrum of an andesite sample containing alunite from Roșia-Poieni (Scoarța quarry).

unor minerale conținând grupul OH legat de Al, K, Mg, Ca etc., precum și a ionilor de fier.

Un sprijin în identificarea zonelor cu alterații hidrotermale îl constituie măsurătorile spectrale efectuate asupra probelor de roci cu spectroradiometrul IRIS, ce operează în domeniul 0.3–3.0 μm al spectrului electromagnetic. Măsurătorile efectuate pe eșantioane de roci eruptive, colectate din cuprinsul foii Abrud, au pus în evidență existența unor zone lipsite de alterații și a altora cu alterații hidrotermale. În figura 5 este prezentată curba de reflectanță spectrală a unui eșantion de andezit de la Roșia-Poieni (cariera Scoarța), la care se pot observa minime de absorbție specifice mineralelor argiloase la 2.2 μm , precum și alte minime ascuțite de absorbție la 1.42, 1.48 și 1.76 μm , care, în urma comparației cu curbele spectrale din biblioteca spectrală ERDAS IMAGE și din literatura de specialitate sugerează existența unui mineral argilos cu potasiu, cel mai probabil alunite. S-a constatat că la probele recoltate din aceeași zonă, la mică distanță unele de altele, trăsăturile de absorbție, care redau prezența alterațiilor hidrotermale, sunt mai mult sau mai puțin pronunțate, deci și imaginea Crosta va reda zone cu concentrații ridicate în minerale argiloase de extindere variabilă, dar mai reduse ca suprafață decât cele cartate geologic. Explicația constă, deci, în acțiunea combinată a cuverturii vegetale și a gradului diferit de alterare hidrotermală, pe care îl prezintă zonele cu roci expuse.

Se vor efectua, în continuare, prelucrări prin metoda

mal alterations was given by the spectral measurements of rock samples taken with IRIS spectroradiometer operating in the 0.3–3.0 mm range of the electromagnetic spectrum. The measurements made on samples of eruptive rocks collected from Abrud map sheet showed the existence of areas with and without hydrothermal alterations. Figure 5 shows the reflectance curve of an andesite sample from Roșia-Poieni (Scoarța quarry), which presents absorption minims at 2.2 μm , specific to clay minerals, as well as other sharp minims at 1.42, 1.48 and 1.76 μm , which suggested, after comparing them with the spectral curves from ERDAS IMAGE library and from the literature, that the sample contained a potassium clay mineral, probably alunite. It was noted that at samples collected from the same zone and located at a small distance one from another, the absorption features showing the presence of hydrothermal alteration were more or less evident, therefore the Crosta image would present zones with higher concentration in clay minerals of variable extension, but of reduced size than those previously mapped by geological works. The explanation consists hence in the combined action of vegetation cover and different degree of hydrothermal alteration of the exposed rocks.

Processing by means of Crosta technique in order to identify zones with clay minerals and iron oxides will be done in the future for another nine map sheets on 1:50,000 scale in Southern Apuseni region. These data, together with other geological, geophysical and remote sensing data, will be used for forecasting are-

Crosta, în scopul evidențierii zonelor cu minerale argiloase și oxizi de fier pentru încă nouă foi de hartă la scara 1:50.000 din regiunea Munților Apuseni de Sud. Aceste date, împreună cu celelalte date geologice, geofizice și de teledetecție urmează a fi utilizate la prognozarea arealelor de interes pentru posibile acumulări de substanțe minerale utile prin metode de statistică matematică.

as of interest for possible accumulations of mineral deposits by mathematical-statistical methods.

Selected references

- Crosta, A. P., McMoore, J. (1989) Enhancement of Landsat Thematic Mapper Imagery for Residual Soil Mapping in SW Minas Gerais State, Brasil. *Proc. 7th (ERIM) Thematic Conference, Remote Sensing Exploration Geology; Calgary, Oct. 2-6, 1989.*
- Loughlin, W. P. (1990) Geological Exploration in the Western United States Using Airborne Scanner Imagery. *IMN Conference: Remote Sensing - an operational technology for Mining and Petroleum; London, Oct. 9-31, 1990.*



**POSSIBILITĂȚI ALE CERCETĂRII SEISMICE ÎN ZONE CU ALUNECĂRI
DE TEREN. APLICAȚII ÎN PERIMETRELE SLĂNIC PRAHOVA ȘI
BERTEA (Zona neogenă a cutelor diapire din Muntenia)
CAPABILITIES OF SEISMIC INVESTIGATION TO LANDSLIDE.
APPLICATIONS IN SLĂNIC PRAHOVA AND BERTEA ACREAGES
(Muntenia Diapir Folds Zone)**

Paul CRISTEA

Definirea problematicei

Studiul geologic al zonelor de alunecare este parte integrantă a studiilor de geotehnică, date utile putând fi obținute cu ajutorul investigației geofizice, în particular, prin aplicarea metodei seismice.

Cercetările seismice aplicative sunt bazate pe studiul câmpului elastic ce se propagă în formațiunile geologice, ca efect al folosirii unei surse seismice controlate (exploziv sau impact). Astfel, oportunitățile seismice derivă din capabilitățile metodologice privind precizarea structurii și evaluarea in situ de proprietăți fizice ale formațiunilor geologice.

În particular, în geotehnică, cercetarea seismică este axată pe detalierea secțiunii de mică adâncime, evidențierea de elemente privind stabilitatea pantelor și evaluarea in situ a parametrilor geoelastici dinamici: raportul Poisson - μ și modulul de elasticitate longitudinală - E_d și transversală - G_d (Henriet et al., 1986).

Metodologia adecvată implică observații detaliate cu tehnologia undelor seismice longitudinale, directe și refractate, dar și a undelor transversale, condiție sine qua non pentru calcularea valorilor dinamice ale parametrilor geoelastici menționați (Abiss, 1981).

Lucrările seismice au fost efectuate în două perimetre cu frecvente alunecări de teren - Slănic Prahova și Berteș, situate în zona molasică neogenă.

Subiecte abordate

Fiecare subiect prezentat include referiri privind oportunitatea cercetării, tehnologia de achiziție, particularități ale rezultatelor seismice și importanța lor practică.

Investigarea detaliată a secțiunii de mică adâncime vizează determinarea grosimii depozitelor dislocate și a bazei lor, ca și evidențierea unor posibile limite care sunt situate deasupra și în baza suprafeței de alunecare.

În scopul realizării acestor obiective în zonele menționate, au fost obținute date seismice de re-

Outline of the theme

Landslide geological study is an integral part of the geotechnical studies, additional data being able to be promoted using geophysical investigations, especially by the application of the seismic method.

Seismic researches and developments are based on the survey of the elastic field propagated into the geological formations as effect of the controlled seismic source (the explosive charge or the drop impact). Thus, the seismic opportunities in the geotechnical range arise from the technical capabilities concerning mainly the reconstitution of the geological structure features and, in situ, the assessment of material properties.

Actually, the seismic research is focused on the detailing of the shallow section (in the order of meters), the revealing of elements in connection with the slopes stability and the evaluation in situ of the usual dynamic geoelectric parameters: the Poisson's ratio - μ , the Young's modulus - E_0 and the shear modulus - G_d (Henriet et al., 1986).

The suitable methodology implies the detailed measurements of both direct and refraction longitudinal waves, as well as shear waves, the indispensable condition to compute the dynamic geoelectric values, above mentioned (Abiss, 1981).

The seismic works occurred in two acreages with frequent landslides: Slănic Prahova and Berteș, situated in the molassic Neogene zone.

Approached topics

Each presented subject includes references concerning the data acquisition technology, peculiarities of seismic results and their practice importance.

The detailed investigations of shallow cross section are referred to the thickness determination of the dislocated deposits and their base too, and likewise the disclosure of possible boundaries which are situated above or under the slipper limit.



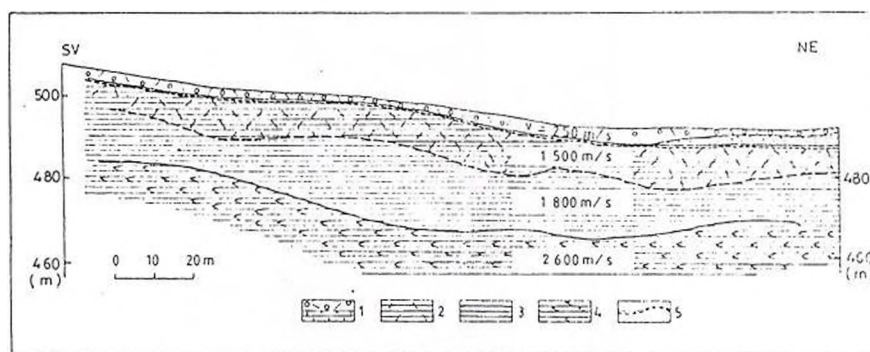


Fig. 1 - Secțiune seismică (perimetrul Plaiul Slănicului). Seismic cross section (Plaiul Slănicului acreage): 1. deluvial deposits; 2. weathering zone; 3. compact formation; 4. gypseous interbeddings; 5. slip interface.

fracție, profilele cuprinzând până la patru dispozitive de înregistrare. Fiecare dintre acestea au avut 24 receptori, distanțați la 2-3 m, și puncte de explozie dispuse la extremitățile dispozitivului, ca și la offset de până la trei lungimi de panou cu receptori. Au fost utilizate cantități reduse de exploziv (100-200 gr dinamită), ceea ce a permis realizarea hodografiilor cu lungimi de până la 200 m.

În perimetrul Plaiul Slănicului, din localitatea Slănic Prahova, secțiunea seismică evidențiază câteva limite ce separă strate caracterizate prin viteze cuprinse între 250-300 m/s și 2600 m/s, situate până la 40 m adâncime (fig. 1).

Depozitele deluviale, situate la suprafață, sunt individualizate prin cele mai mici viteze seismice (250-300 m/s) și grosimi (în jur de 2 m).

În baza lor există suita de viteze cuprinse între 1500-2600 m/s atribuită unor formațiuni miocen-medii, a căror compactitate crește cu adâncimea.

Contrastul mare de viteze seismice între formațiunile deluviale și cele argiloase din bază, corelat cu aspectul morfologic monoton al zonei de alunecare (fisuri extinse, fără importante denivelări) conduc la concluzia considerării primei limite seismice ca fiind suprafața de alunecare.

În perimetrul Berteia, a fost aplicată aceeași metodologie de refracție. Rezultatele obținute pe o suprafață stabilă arată prezența formațiunilor cretacic medii ($V = 1500$ m/s) sub depozitele deluviale ($V = 400$ m/s).

Aplicații pe o zonă cu alunecări din vecinătate relevă local grosimi mai mari ale depozitelor dislocate, până la 15 m, în cuprinsul acestora incluzându-se atât depozite deluviale, cât și formațiuni cretacic medii intens dislocate ($V = 800$ m/s).

Stabilitatea pantelor din imediata apropiere a zonelor de alunecare poate fi testată prin măsurători seismice ale vitezei undelor directe. Este de așteptat ca analizele detaliate ale timpilor de parcurs ai unde-

With a view to performing these targets in the mentioned zones, seismic data by refraction method were obtained, the seismic lines comprising up to four receiver spreads. Each of these had 24 receivers spaced at 2-3 m interval and the shots detonated at both ends, as well as at the offset distances no longer than three spreads. Small explosive charges (100-200 g dynamite) were able to produce time-travel curves up to 200 m offset distance.

In Plaiul Slănicului-Prahova zone the seismic cross section reveals some boundaries which disconnect layers characterized by 250-300 m/s up to 2600 m/s seismic velocities, situated up to 40 m depth (Fig. 1).

The deluvial deposits, layout at surface, are individualized by the lowest seismic velocities (250-300 m/s) and thickness (about 2 m).

At the bottom, there is the seismic velocities suite (1500-2600 m/s) which is attributed to the Middle Miocene deposits, their compaction increasing with depth.

The great seismic velocities contrast between deluvial formations and bottom clays, in association with the smooth geomorphological aspects of land (the long fissures without important change of level) showed that the first seismic boundary may act as slippery surface.

In Berteia acreage the same refraction seismic methodology was applied. The results on a stable surface showed the Middle Cretaceous consolidated formations ($V = 1500$ m/s) under the deluvial rocks ($V = 400$ m/s).

Practic application on the landslide surface, with respect to the above mentioned information reveals bigger thickness of the dislocated deposit, up to 15 m, inside them including together deluvial and cracked Middle Cretaceous formations ($V = 800$ m/s).

The stability slope close-by landslide can be tested by measurements of seismic direct wave velocities. The detailed analysis on the travel-time of these

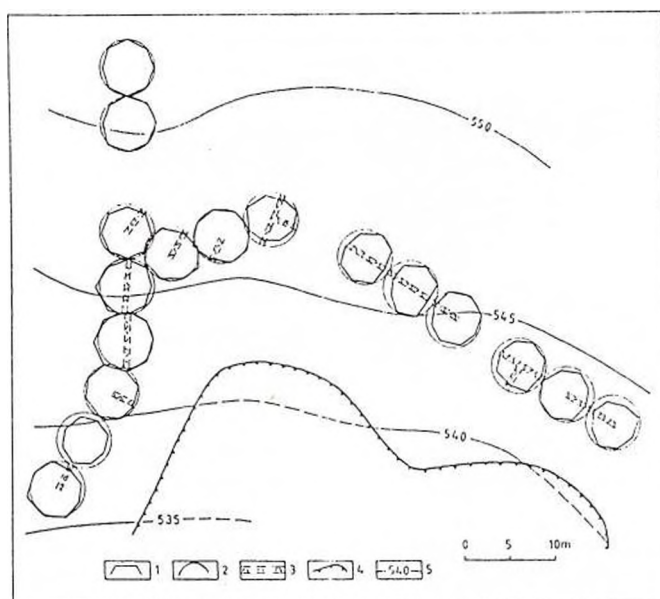


Fig. 2 – Indicatrici de timp de propagare a undei directe. Time diagrams to direct wave. 1, polygon time values; 2, 15 ms isotime values; 3, trend of anomalous stress; 4, outline of the local landslide; 5, elevation curve.

lor să semnaleze tensiuni anormale în rocă în legătură cu potențiali precursori ai unor noi fracturări de teren (Goriainov, Skvortov, 1982).

Datele seismice au fost obținute numai în perimetrul Plaiul Slănicului folosind dispozitive circulare, dispuse în apropierea conturului alunecării (fig. 2). Impacturile centrale au fost înregistrate cu 8 geofoni plasați pe un cerc cu raza de 2m, la 45° unul de altul.

La distanțe mai mari de formațiunile dislocate, diagramele circulare ale timpilor de propagare a undelor directe sunt cvasiizometrice. Din contră, în vecinătatea liniei de "ruptură" neuniformitatea diagramelor de timp permite să se marcheze tendințe de anizotropie ale vitezelor, sugerând posibilitatea extinderii alunecării.

Determinarea in situ a proprietăților materialului este un deziderat al geologiei tehnice, aceste informații permițând calcularea mai multor caracteristici care sunt importante în geomecanica rocii: modulii statici și de deformabilitate și indici de fracturabilitate și rezistență (Smith, 1990).

Măsurătorile vitezelor undelor de forfecare sunt un mijloc eficient pentru a obține proprietățile elastice dinamice ale mediului geologic.

Dificultatea legată de obținerea undelor de forfecare (unde S) este aceea că viteza acestora este mai mică decât a undelor compresionale (unde P) și, astfel, undele de forfecare produse de o sursă sosesc pe fondul undelor directe și tind a fi mascate de acestea.

Surse azimutale, tip impact, combinate cu geofoni orizontali, pot îmbunătăți experimentările de

waves is expected to depict the abnormality stress rock in relation to the potential precursors of new failling of the land (Goriainov, Skvortov, 1982).

Seismic data were obtained only in Plaiul Slănicului acreage employing seismic circular spreads, lying near to the outline of a detached landslide (Fig. 2). The central impacts were recorded on 8 receivers placed on a virtual circle, with 2 m radius at 45° increment angle.

At larger distance from the contour line of the dislocated formations, the circular diagrams with the time values are quasiisometric. Contrary, close-by the "breaking" line the ununiformity of the time diagrams allows to mark the main tendencies of the anizotropic velocities, suggesting the possibility of a landslide extension.

The in situ perform of the material properties is a desirable purpose in engineering geoscience, this information allows to calculate several characteristics, which are important in the rock mechanics - the static and deformation moduli and fracturability and stiffness indexes (Smith, 1990).

To obtain the dynamic elastic properties of ground the measurements of shear wave velocities provide a truthful way.

The difficulty with measuring the shear wave (S-wave) is that its velocities are less than the compressional wave (P-wave) and so the shear waves from a pulsed source arrive in the wake of compression waves and tend to be masked by them.

This can be enhancement in shear wave refraction experiment by using a source that is rich in S waves,

refracție cu unde S.

Datele seismice au fost obținute în ambele perime-tre Plaiul Slănicului și Bertea. Înregistrările au fost efectuate pe 2 linii paralele, apropiate, fiecare conținând 12 geofoni verticali, respectiv orizontali, distanțați la 1 m. Sursa de energie au constituit-o im-pacturi ale unui ciocan pe pereții unor mici șanțuri, pe două direcții ortogonale (x, respectiv y), privite în raport cu azimutul profilului.

Mai jos, sunt ilustrate două seismograme, pentru același dispozitiv, marcând aportul sursei azimutale în evidențierea undelor S (fig. 3).

the azimuthal impact source, and combined with S wave geophones.

Seismic data were found for both Plaiul Slănicului and Bertea acreages. The recordings were carried out on the two closely parallel lines, either comprising 12 vertical, horizontal geophones respectively spaced at 1 m interval. The energy source was represented by impacts of a hammer on the walls of small trenches, on two orthogonal directions (x, y respectively) re-garded in comparison with the profile azimuth.

Below, two seismic records concerning the same spread point out the emphasis of the azimuthal source involved in S waves field technology (Fig. 3).

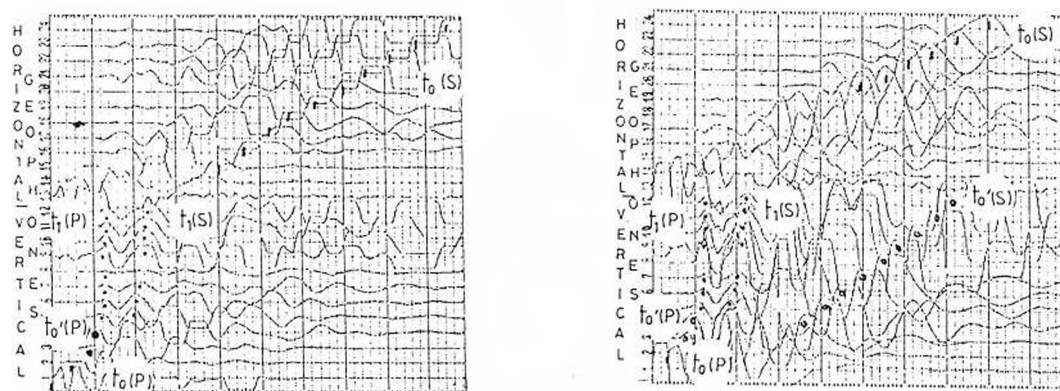


Fig. 3 – Seismograme obținute pe același dispozitiv cu impacturi orizontale. a, Hx; b, Hy; t_0 , undă directă; t_0' și t_1 , unde refractate.

Seismic recordings obtained on the same spread with horizontal impacts. a, Hx; b, Hy; t_0 , direct wave; t_0' and t_1 , refracted waves.

Valorile principalilor parametri geologici, sum-mum al investigării seismice pentru unde transver-sale, sunt prezentate în tabelul anexat.

The summum of shear wave investigations reaches at values of the main geologic parameters are illus-trated in the table.

Acreage	Geological formation	V_S / V_P (m/s)	Geoelastic parameters		
			μ	E_d (MPa)	G_d (MPa)
Plaiul Slănicului	- dislocated deluvial deposits - Middle Miocene formations bottom	70/130; 150/300;	0.30; 0.33	16.5; 79.3	6.5; 29.8
		500/800	0.18	902.9	382.6
		900/1500;	0.21	3400.3	1405.1
		1000/1800	0.28	4701.9	1836.7
Bertea	-dislocated deposits -weathering Middle Cretaceous formations	120/200; 360/700;	0.21; 0.32	50.2; 523.8	20.6; 198.4
		550/1100	0.33	1313.8	493.9



Concluzii

Metoda seismică este competentă cercetării detaliate a secțiunii de mică adâncime în scopul determinării, în principal, a grosimii masei în alunecare. Complementar, la identificarea mai bună a suprafeței de alunecare pot concura și metodele electrometrice.

Analiza anizotropiei vitezelor undelor seismice poate furniza informații privind stabilitatea pantelor pe suprafețe cu potențial crescut în producerea alunecărilor de teren.

În sfârșit, se menționează că valorile binominale ale undelor seismice longitudinale și transversale permit calcularea modurilor dinamici de elasticitate. Aceștia sunt mai reprezentativi și veridici comparativ cu valorile statice sau dinamice determinate în laborator.

Conclusions

The seismic method is competent way to survey in detail shallow section in order to evaluate the landslide thickness. However, the complementary application of geoelectrical method ables to improve the slip interface identification.

The analysis of wave velocity anizotropy can yield the information concerning the stability slopes in areas with high potential to produce landslides.

At last it is worth mentioning that the binominal values of the longitudinal and transversal seismic waves allow to calculate the dynamic elastic moduli. These are more representative and reliable against static moduli evaluated in laboratory studies.

References

- Abiss, C. P. (1981) Shear wave measurements of the elasticity of the ground. *Geotechnique*, 31, No. 1, p. 91-104.
- Goriainov, H. N., Skvortov, A. G. (1982) Seismique-acoustic methods. Researches of the landslide processes (in russian). p. 210-225, Moskva.
- Henriet, J. P., Monjoie, A., Schroedert, C. (1986) Shallow seismic investigations in engineering practice in Belgium. *First Break*, 4, No. 5, p. 29-37.
- Smith, J. E. (1990) High send concentration fracturing treatments. *World Oil*, 210, No. 5, p. 91-102.



STUDIUL RADIOMETRIC COMPLEX AL GRANITOIDELOR DIN DOMENIUL DANUBIAN ÎN VEDEREA STABILIRII UNOR RELAȚII RADIOCHIMICE GENETICE.

PARTEA A IV-A. MASIVUL GRANITOID DE ȘUȘIȚA COMPLEX RADIOMETRIC STUDY OF DANUBIAN GRANITOIDES DOMAIN IN ORDER TO ESTABLISH SOME RADIOCHEMICAL GENETIC RELATIONSHIP. PART V. ȘUȘIȚA MASSIF

Vladimir ROȘCA, Nicolae STAN, Ioan TIEPAC, Nicolae HODORCĂ

Introducere

Radioactivitatea granitoidelor de Șușița (M. Vâlcă - Gorj) a fost evaluată prin măsurători spectrometrice gamma la sol și prin analize radiometrice de laborator. Profilele pe care s-au realizat măsurătorile și prelevat probe pentru analize de laborator sunt localizate de la est la vest pe principalele văi, după cum urmează: V. Jiului, V. Bratcului, V. Porcului, V. Șușița Verde, V. Suseni și V. Sohodol (Runcu) (fig.).

Introduction

Șușița granites radioactivity natural level (M. Vâlcă - Gorj) has been evaluated through ground gamma spectrometric measurements and laboratory radiometric analyses.

Field profiles on which the measurements and rock sampling were made are localised from east to west on main valleys, as follows: Jiu V., Bratcu V., Porcului V., Șușița Verde V., Suseni V., and Sohodol V. (Runcu) (see Figure).

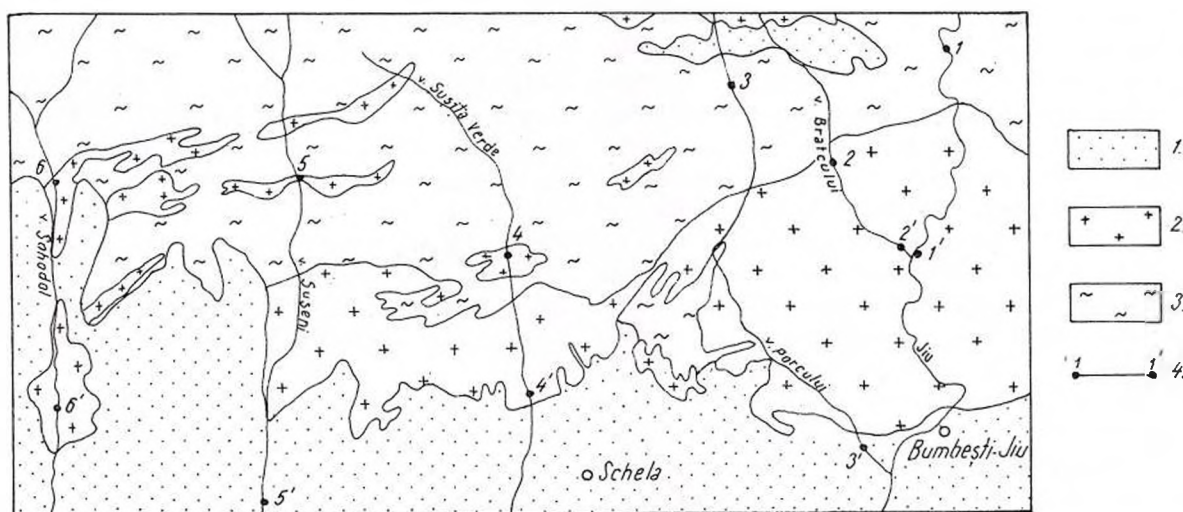


Fig. 1 - Schiță geologică. 1, sedimente post-carbonifere; 2, Granitoide de Șușița: granite-granodiorite, diorite \pm cuarțifere; 3, seria cristalofiliană de Lainici-Păiuș; 4, profile spectrometrice.

Schematic geological map. 1, post-Carboniferous sediments; 2, Șușița granitoids: granite-granodiorite, diorite \pm quartz; 3, crystalline Lainici-Păiuș series; 4, spectrometric trajectories.

Cadrul geologic

Granitoidele de Șușița asociate cu roci filoniene sunt intruse în sisturile cristaline aparținând seriei de Lainici-Păiuș. Acest fundament granitic-cristalofilian este pre-paleozoic (Proterozoic) conform varstelor izotopice (Grünenfelder et al., 1983; Zencenco et al.,

Geological Setting

Șușița granitoids associated with vein rocks are intruded in crystalline schists affiliated to the Lainici-Păiuș series. This granite-crystalline basement is pre-Palaeozoic (Proterozoic) proceeding from isotopic age measurements (Grünenfelder et al., 1983;



1996). Plutonul granitoid este alcătuit din granodiorite, granite \pm megacristale de feldspat potasic și diorite \pm cuarțifere. Șisturile cristaline și granitoidul au suferit feldspatizări subsecvente prin circulația unor soluții hidrotermale alcaline pe zone de breccifiere tectonică (Stan, 1977). Fundamentul cristalin granitic din M. Vâlcău a fost implicat în mișcări tectonice care au dat naștere pânzelor danubiene superioare reprezentate aici prin Pânza de Lainici și Pânza de Schela-Petreanu (Berza et al., 1983, 1994).

Prezentarea rezultatelor. Concluzii

Rezultatele măsurărilor sunt înscrise în tabelele 1 și 2. Măsurătorile radiometrice efectuate pe teren indică, atât pentru rocile granitoide de Șușița (granite și diorite), cât și pentru șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, valori apropiate și, în același timp, relativ omogene pe toate profilele cercetate.

Astfel conținuturile medii de U pentru granitoidele de Șușița (44 probe) sunt de 94,2 p/min, cele de Th de 87,1 p/min, iar cele de K de 707,9 p/min. Pentru diorite (13 probe) valorile medii sunt următoarele: U=93,3 p/min, Th=92,1 p/min, K=728,7 p/min. Pentru șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș (21 probe), U=83,1 p/min, Th=91,1 p/min, K=728,6 p/min.

Analizele radiometrice de laborator pun în evidență clar dominanta componentei thorice asupra celei uranice la principalele tipuri de roci analizate în ordine descrescătoare, după cum urmează: dioritele de Șușița (13 probe) cu valorile medii cele mai ridicate: Th=11,9 ppm, U=4,09 ppm, K=3,31%, urmează apoi șisturile cristaline de Lainici-Păiuș (21 probe): Th=9,38 ppm, U=3,37 ppm, K=3,18%. Cele mai reduse conținuturi medii au fost puse în evidență la granitele de Șușița, adică: Th=6,04 ppm, U=2,3 ppm, K=2,64%. Așadar, valorile cele mai ridicate de U, Th, K revin dioritelor de Șușița, urmate de șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș și, în ultimul rând, de granitele de Șușița (tabel 2).

Potențialul radiometric al rocilor analizate este legat de prezența cantitativă și calitativă a mineralelor accesorii: zircon, sfen, monazit, precum și, într-o mai mică măsură, de prezența biotitului, a hornblendei sau chiar a feldspatului potasic. În rețeaua mineralogică a acestora, U și Th pot substitui izomorf sau mecanic elemente cu raze ionice asemănătoare.

Granitoidele de Șușița au cantități foarte reduse de minerale accesorii purtătoare de U și Th. De asemenea, multe din aceste granite au un caracter leucocrat (fără minerale fемice).

Șisturile cristaline de Lainici-Păiuș acumulează U și Th în cantități ceva mai mari decât granitoidele de

Zincenco et al., 1996). Granitoides pluton is built up of granodiorites, granites \pm potassium feldspath megacrystals and diorites \pm quartz. Crystalline schists and granites have undergone subsequential feldspatization through circulation of some hydrothermal solutions on tectonic brecciation areas (Stan, 1977). Crystalline-granite basement from Vâlcău mountains has been involved in tectonic movements which created upper Danubian thrust nappes represented by Lainici nappe and Schela-Petreanu nappe (Berza et al., 1983, 1994).

Results presentation. Conclusions

Measurements results are shown in Tables 1 and 2.

Field radiometric measurements show for Șușița granite rocks and Lainici-Păiuș crystalline schists close values and relatively homogeneous on all researched profiles.

Thus, medium U contents for Șușița granites (44 samples) are 94.2 p/min. Th=87 p/min and K=707.9 p/min. For diorites (13 samples) medium contents values are: U=93.3 p/min, Th=92.1 p/min, K=728.7 p/min.

For Lainici-Păiuș crystalline schists (21 samples): U=83.1 p/min, Th=91.1 p/min, K=727.6 p/min.

Radiometric laboratory analyses highlight very clear thoracic component domination over uranium component in most analysed samples, as follows: Șușița diorites (13 samples) have the highest medium values: Th=11.9 ppm, U=4.09 ppm, K=3.31%, then Lainici-Păiuș crystalline schists (21 samples) Th=9.38 ppm, U=3.37 ppm, K=3.18%. The most reduced medium values have been highlighted on Șușița granites, namely Th=6.04 ppm, U=2.3 ppm, K=2.64%. Such highest values of U, Th, K contents belong to Șușița diorites, followed by Lainici-Păiuș crystalline schists and at last by Șușița granites (Table 2).

Radiometric potential of the analysed rocks samples is connected by the presence of quantitative and qualitative accessory minerals like: zircon, sphene, monazite, as well as by the presence of biotite, hornblende or potassic feldspar. In the mineralogical net U and Th can substitute isomorphically or mechanically elements with similar ionic radius. Șușița granitoides have poor quantities of accessory minerals that contain U and Th. Also most of these granites have a leucocrate character (without any fемic minerals).

Lainici-Păiuș crystalline schists store more U and Th than Șușița granites because in the former notable contents in biotite, zircon and sphene occur. Șușița diorites which have the most important quantities of U and Th contain high quantities of accessory minerals, biotite and hornblende.



Tabelul 1

Valorile medii (numaratorul), minimele si maximele (numitorul) ale elementelor radioactive masurate in rocile granitoide de Susita si sisturile cristaline de Lainici - Paius

Tip roca	Masuratori teren				Masuratori laborator		
Granit	U(p/min)	Th(p/min)	K(p/min)	Gt(p/min)	U(ppm)	Th(ppm)	K(‰)
1. V. Jiu n=8	98,3 68-119	92,2 72-106	768 661-842	2984 1994-3238	4,8 1,5-10,8	9,6 7,2-18,1	3,22 1,7-5,9
2. V. Brateului n=1	100,8	89	742	3169	5,2	6,8	2,12
3. V. Porcului n=16	97,8 55-106	90,2 73-113	751 629-819	2516 2719-2956	3,17 1,2-5,3	9,38 4,2-11,5	3,42 2,5-7,5
4. V. Susita verde n=8	93,3 85-199	84,3 65-94	651,3 582-725	2756 2659-2888	1,8 0,6-3,6	8,3 3,0-13,3	3,4 2,4-5,7
5. V. Suseni n=5	86,5 73-93	87,2 81-98	657 634-702	2711 2676-2781	1,9 1,2-3,0	4,8 3,5-6,6	5,6 2,9-4,8
6. V. Sohodol n=6	88,6 69-97	80,1 70-93	678 614-730	2808 2652-3004	1,7 0,5-2,4	6,9 2,7-8,7	3,5 2,6-7,8
Diorit - feldspatizat							
V. Jiu n=2	95,0 84-106	93,5 84-103	746 724-768	3001 2903-3100	7,45 3,4-11,5	15,5 14,0-17,0	2,87 1,85-3,9
V. Brateu n=6	97,0 73,2-154	94,2 78-114	763,6 648-835	3050 2834-3230	2,3 2,2-3,0	7,3 1,9-13,6	3,9 2,11-4,3
V. Porcu n=5	88,1 64-131	88,4 82-108	676,6 633-691	2813 2673-2872	2,35 0,6-3,6	13,05 10,3-18,5	3,15 2,4-4,03
Sisturi cristaline - feldspatizate							
V. Jiu n=4	83,3 70-76	86,3 80-93	770,3 749-800	2783 2711-2827	1,9 1,6-2,1	3,26 2,4-3,9	2,26 1,3-3,6
V. Brateu n=4	93,7 71,7-106	87,3 86-94	755 660-848	2937 2699-3116	3,3 1,9-4,5	12,05 1,8-21,5	4,62 3,7-5,35
V. Porcului n=9	93,7 64,1-131	87,3 86-94	755 660-848	2937 2699-3116	4,16 1,4-5,9	11,3 3,6-15,0	4,36 1,5-7,37
V. Suseni n=2	69,8 64,5-75	97,5 96-99	685,35 685-685	2776,5 2754-2799	3,7 2,9-4,5	11,5 10,6-12,5	1,72 1,54-1,9
V. Sohodol n=4	81,5 60,8-90	87,7 84-91	668,1 651-698	2713 2633-2766	3,82 2,6-5,3	8,82 2,6-5,3	2,96 1,62-5,0

Tabel 2

Valori medii ale elementelor radioactive masurate pentru rocile granitoide de Susita comparativ cu sisturile cristaline de Lainici-Paius

Tipuri de roca	Masuratori teren				Masuratori laborator		
Probe	U (p/min)	Th (p/min)	K (p/min)	Gt. (p/min)	U (ppm)	Th (ppm)	K (‰)
granite n=44	94,2	87,1	707,9	2874	2,29	6,04	2,6
diorite n=13	91,3	92,1	728,7	2954,7	4,03	11,9	3,3
Sist cristalin L-Pn=23	83,1	91,1	728,6	2875,5	3,37	9,3	3,2



Șușița, pentru că ele conțin biotit, zircon și sfen în cantități notabile.

Dioritele de Șușița care au cele mai mari cantități de U și Th conțin cele mai mari cantități de minerale accesorii, de biotit și de hornblendă.

Valorile de U și Th pentru granitoidele de Șușița sunt comparabile cu clarkul acestor elemente din rocile granitoide în general, așa cum au fost ele raportate de Rankama și Sahama (1950); Rogers, Adams (1969).

Uraniumul nu se poate concentra decât în mod excepțional în structura unor minerale stabile, ca de exemplu uraninitul sau pechblendă în condiții hidrotermale pegmatitice.

De asemenea, acumulările de U în rocile granitoide pot fi legate de zonele de forfecare ductile. Mineralele accesorii în zonele de milonitizare sunt pulverizate, uraniumul astfel eliberat din rețeaua mineralelor accesorii este levigat de soluții hidrotermale sau meteorice și redepus pe aceleași alinamente în zone capcană și fixat în rețeaua mineralelor hidroxilate sau rețeaua unor minerale argiloase provenite pe seama feldspaților sau a micelor. Ori, asemenea situații favorabile acumulării uraniumului nu sunt intrunite în cazul granitoidelor de Șușița.

Radioactivitatea puternică a atomului de uranium determină descompunerea structurilor mineralogice ce conțin uranium în cantități semnificative. Uraniumul nu se poate concentra în structura unor minerale stabile pentru a forma acumulări economice decât în condiții cu totul speciale în procesul de diferențiere magmatică în faza hidrotermală la temperatură înaltă.

U and Th values determined for Șușița granitoide are compatible with Clark values of these elements in granitoid rocks as these values have been reported by Rankama, Sahama (1950) and Rogers, Adams (1969).

Uranium cannot concentrate normally in the stable minerals, only under special conditions like pegmatite hydrothermalism in pitchblende and uranite.

Also U accumulation in granitoid rocks can be related by the shear folding areas. In the mylonite areas accessory minerals are pulverised, uranium then released from accessory minerals net and levigated by hydrothermal or meteoric solutions. Uranium is redeposited on the same alignments in the trap areas and then fixed in hydroxilate minerals or argillic minerals proceeding from feldspars or mica. Such favourable uranium accumulation situation is not encountered in Șușița granitoid case.

Strong radioactivity of uranium atom determines decomposition of mineralogical structure which contains uranium in significant amount. Uranium cannot concentrate in stable minerals net in order to build economic accumulation. This process is possible only under very special conditions during the magmatic differentiation in hydrothermal high temperature phase.

References

- Berza, T., Balintoni, I., Iancu, V., Seghedi, A., Hann, H. P. (1994) South Carpathians. *Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, 75, p. 37-49, București.
- Grünenfelder, M., Popescu, Gh., Soroiu, M., Arsenescu, V., Berza, T. (1983) K-Ar and U-Pb dating of the metamorphic formations and the associated igneous bodies of the Central South Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 61, p. 37-46, București.
- Rankama, K., Sahama, Th. G. (1950) *Geochemistry*. Edit. tehn. (traducerea în limba română - 1970), București.
- Rogers, J. J. W., Adams, J. A. S. (1969) Uranium, Thorium in *Handbook of Geochemistry* (K. H. Wedepohl Ed.). Springer Verlag, chs. 90 and 92, Berlin.
- Roșca, Vl., Stan, N., Tiepac, I., Hodorcă, N. (1994) Studiul radiometric complex al granitelor din domeniul danubian în vederea stabilirii unor relații radiochimice genetice. P. I - Granitul de Cherbeazu. *Arh. I.G.R.*, București.
- , Stan, N., Tiepac, I., Hodorcă, N. (1995) Studiul radiometric complex al granitelor din domeniul danubian în vederea stabilirii unor relații radiochimice genetice. P. II - Granitoidele de Sfărdin și Cerna. *Arh. I.G.R.*, București.
- , Stan, N., Tiepac, I., Hodorecă, N. (1996) Studiul radiometric complex al granitoidelor din domeniul danubian în vederea stabilirii unor relații radiochimice genetice. P. III - Granitoidele de Ogradena și Culmea Cernei. *Arh. I.G.R.*, București.



- Savu, H., Vasiliu, C., Udrescu, C. (1971) Studiul petrologic și geochimic al granitoidelor sinorogene din Zona plutonului de Șușița (Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol.*, XXXIX, p. 257-297, București.
- , Stan, N., Năstăseanu, S., Marinescu, F., Stănoiu, I. (1984) Harta geologică a României, sc. 1:50.000, foaia Schela. Inst. Geol. Rom., București.
- Stan, N. (1977) Feldspathization processes in the Crystalline Lainici-Păiuș series (Vâlcan Mountains - Romania). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, p. 5-98, București.
- , Stănoiu, I., Năstăseanu, S., Moiescu, Seghedi, A., Pop, Gr. (1979) Harta geologică a României, sc. 1:50.000, foaia Câmpul lui Neag. Inst. Geol. Rom., București.
- Zincenco, D., Prodănescu, I., Petrescu, M., Popescu, C., Zincenco, K. (1996) Studii geocronologice și petrografice prin metoda Rb-Sr. Rocile granitoide din Carpații Meridionali între Olt și Jiu. *Arh. S.C. Prospekțiuni S.A.*
- *** (1967) Harta geologică a României, sc. 1:200.000, foaia Tg. Jiu, I.G.R. București.

UN MODEL GRAVIMETRIC-MAGNETOMETRIC AL MASIVULUI GRANITIC MUNTELE MARE

Florin SCURTU

Masivul granitic Muntele Mare reprezintă cea mai mare intruziune magmatică din cristalinul Munților Apuseni. Partea sa occidentală, orientată aproape nord-sud, are o lungime de circa 30 km și o lățime de circa 12 km, iar partea sa sudică este orientată aproximativ SV-NE și are dimensiunile cartografice de circa 15 km pe circa 5 km (fig. 1).

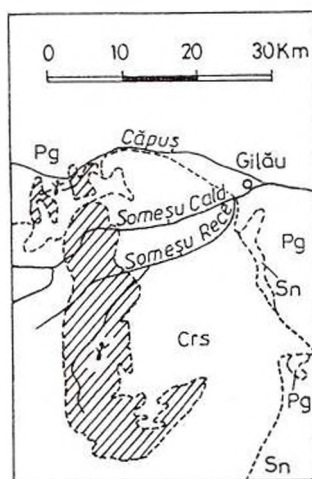


Fig. 1 - Amplasarea masivului granitic Muntele Mare

Din punct de vedere morfologic, zona ocupată de granitul de Muntele Mare aparține Munților Gilăului, ea suprapunându-se în cea mai mare parte peste zona de creastă a reliefului, cu cote în general de peste 1200 m și cu vârfuri de peste 1400 m înălțime (Vf. Balomireasa, Vf. Vârfului, Vf. Dumitreasa, Chicera Comorii, Piatra Groșilor și Muntele Mare, care domină zona cu înălțimea sa de 1827 m). Acest relief este tăiat de văi adânci ce curg spre nord-est (Somesul Cald, Someșul Rece, Iara).

Problema formei și a macrostructurii masivului granitic Muntele Mare nu a fost rezolvată până în prezent, deoarece ea nu a făcut obiectul unor cercetări detaliate, ci doar a unor aprecieri calitative, de ordin general.

Din punct de vedere geologic, zona face parte din unitatea de Bihor ("autohtonul" de Bihor). Această unitate este constituită din formațiuni metamorfice ce aparțin în cea mai mare parte Precambrianului (seria de Someș) și, eventual, Cambrianului.

În masivul Gilău cristalinul formează cute foarte largi, iar în bolta uncea dintre cutele anticlinale majore este intrus granitul de Muntele Mare, care are forma unui phacolit (Dimitrescu, 1966). Forma sa cartografică, la suprafață, este cea a literei Z, indicând un proces de cutare în ansamblu a corpului granitic. Mai recent s-a arătat că, de fapt, granitul de Muntele Mare este un corp peneconcordant cu foliația dominantă a seriei de Someș, afectată de cutare, între un sinclinal principal la vest și un anticlinal principal la est (Dimitrescu, 1994).

Modelarea geofizică a pornit de la datele aeromagnetometrice și gravimetrice existente pentru masivul Muntele Mare și zonele adiacente.

Harta aeromagnetometrică arată existența unei largi anomalii ΔT_a de maxim cu lungimea de circa 30 km și lățimea de circa 12 km, orientată aproximativ VNV-ESE și având ca limite aproximative localitatea Poiana Horea-Vf. Munțișorul-Vf. Piatra Groșilor-vest Muntele Băișorii-confluența Someșului Cald cu P. Beleş. Această anomalie este dispusă aproape transversal peste aflorimentul granitului de Muntele Mare și este generată de un corp banatitic îngropat.

Harta gravimetrică Bouguer prezintă în această zonă o anomalie gravimetrică de minim cu intensitatea de peste 20 mgal, care acoperă zona de aflorire a granitului de Muntele Mare, dar se extinde și în afara acestuia. Ea prezintă și o evidentă tendință anomală negativă spre vest, care se suprapune aproximativ peste anomalia aeromagnetometrică din această zonă.

La baza modelării și interpretării cantitative a acestor date a stat existența unor contraste de proprietăți fizice între banatite și granit, pe de o parte, și ansamblul rocilor cristalofiliene, pe de altă parte.

Din punctul de vedere al susceptibilității magnetice, singurul contrast este cel dintre banatite ($1000-2000 \cdot 10^{-6}$ uCGS) și restul rocilor (în general sub $100 \cdot 10^{-6}$ uCGS).

În interpretarea datelor gravimetrice trebuie ținut cont de existența contrastului de densitate dintre cristalin (densitate medie $2,74 \text{ g/cm}^3$) și banatite și granit (ambele cu densitate medie $2,63 \text{ g/cm}^3$). Pentru simplificarea modelării a fost necesar ca harta

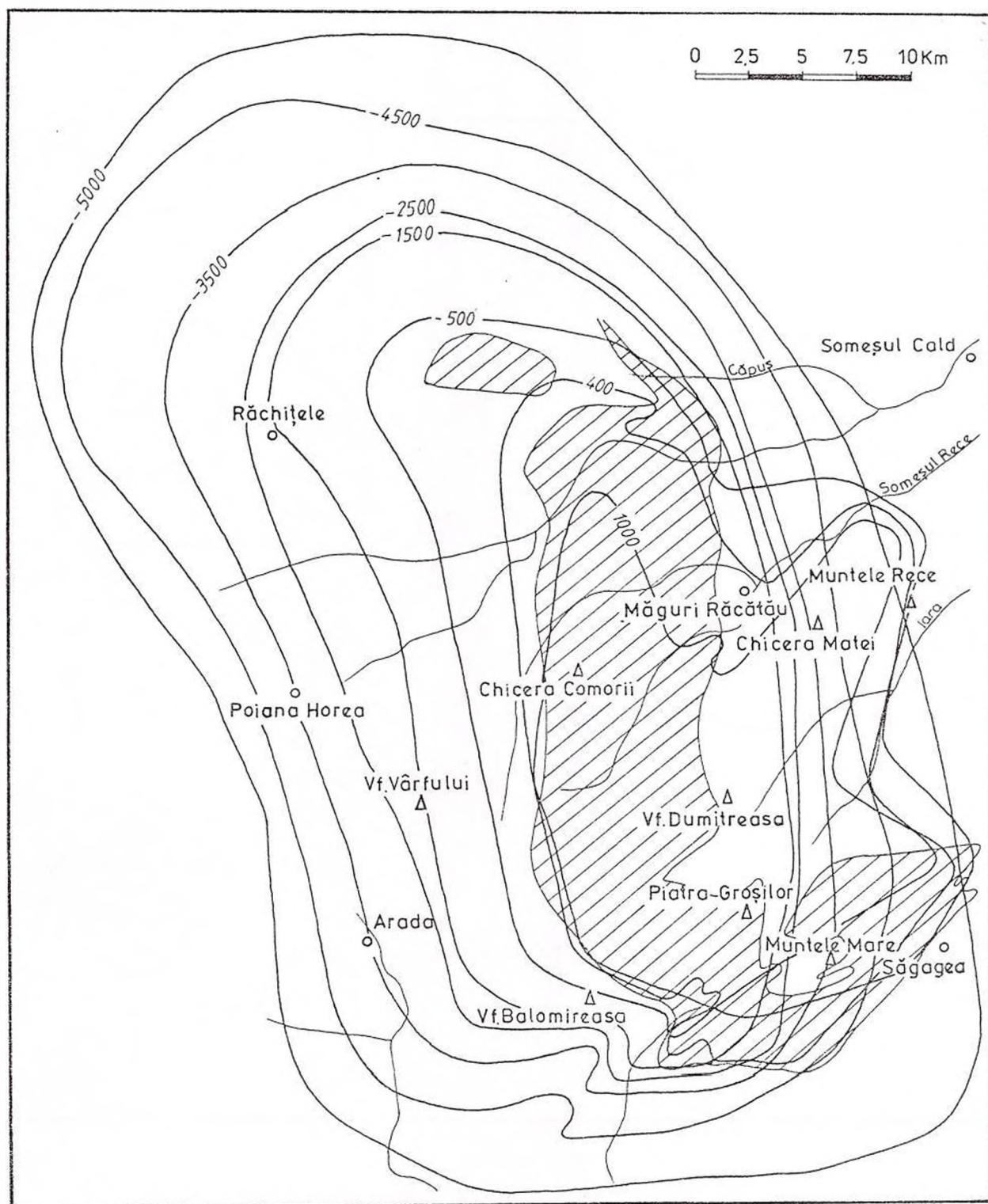


Fig. 2 – Structura de adâncime a masivului granitic Muntele Mare

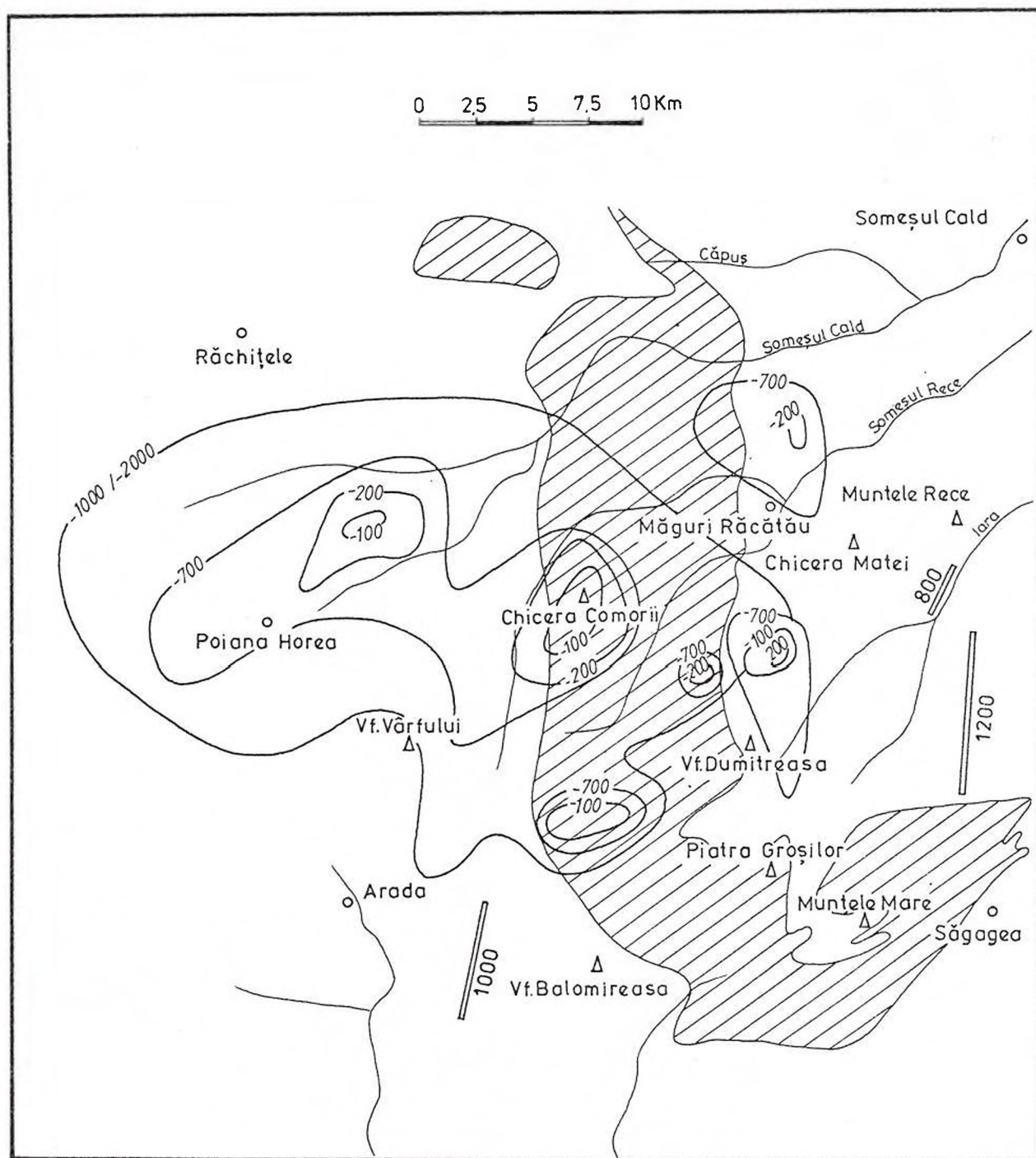


Fig. 3 – Amplasarea corpurilor banatitice în zona Muntele Mare

Bouguer pentru densitatea de $2,65 \text{ g/cm}^3$ să fie transformată în hartă pentru densitatea de $2,74 \text{ g/cm}^3$, prin modificarea corespunzătoare a efectului de relief și a celui de strat intermediar.

Algoritmul rezolvării problemei structurii geologice a zonei a constat în următoarele etape:

1. modelarea inițială a corpului activ magnetic reprezentat de banatite, care generează anomalia magnetometrică ΔT_a menționată mai sus;
2. recalcularea anomaliilor gravimetrice Bouguer pentru densitatea de $2,74 \text{ g/cm}^3$, corespunzând șisturilor cristaline;
3. calculul efectului gravimetric al corpului rezultat din modelarea anomaliilor aeromagnetometrice;
4. scăderea efectului Δg al banatitelor din anomalia Bouguer calculată la punctul 2;
5. modelarea granitului de Muntele Mare astfel încât efectul său gravimetric să se suprapună cât mai bine cu harta obținută la punctul 4 de mai sus.

Modelul final al corpului granitic (fig. 2) arată că acesta apare bine individualizat până la cota de -5000 m . Zona centrală a corpului, orientată nord-sud, ca și în afloriment, este aproape verticală în partea sa superioară (peste cota de 500 m), dar în adâncime se evazează, ajungând la panta de 20° spre vest și 60° spre est. Extremitatea nordică a corpului se curbează spre vest în adâncime (după cum sugerează și zona de aflorire a granitului la nord-est de Răchițele. Limita estică a corpului granitic este complicată de prezența a două corpuri secundare (Vf. Muntele Mare și Chicera Matei-Muntele Rece), de dimensiuni relativ mari (lungime - circa 10 km și lățime - circa 5 km), ce pornesc din corpul principal spre nord-est și care ajung chiar până la suprafață în zona Muntele Mare sau aproape de suprafață în zona Muntele Rece, unde apare la zi un adevărat câmp de filoane pegmatitice (Hanomolo, Hanomolo, 1962). Limitele sud-estice ale acestor două corpuri secundare sunt foarte abrupte și înclină spre nord-vest.

Interpretarea cantitativă a datelor aeromagnetometrice a condus la obținerea unei hărți cu izobate ale intruziunilor banatitice. Modelul final (fig. 3) evidențiază prezența unui lacolit cu grosimea medie de 1000 m , situat la adâncimea de circa 2500 m , cu dimensiuni de circa $20 \text{ km} \times 12 \text{ km}$, în zona Poiana Horea-Vf. Vârfului-Vf. Dumitreasa-Măguri Răcățau (intersectând deci și corpul principal al granitului de Muntele Mare), cu apofize ce vin până la suprafață la nord-est de Poiana Horea și Chicera Comorii și la nord-est și sud-vest de Vf. Dumitreasa. Se constată, de asemenea, prezența unor dyke-uri cu grosimea de câteva zeci de metri și lungimea de câțiva kilometri, la vest de Vf. Balomireasa și la est de corpul granitic central.

Principalele căi de acces spre suprafață ale banatitelor par să fi fost contactele vestic și estic ale corpului granitic cu șisturile cristaline pe care acesta le străbate, dar și o zonă orientată SV-NE, ce cuprinde și localitatea Poiana Horea și se află în zona de curbură spre vest a extremității nordice a corpului granitic. Nu este exclus ca tocmai intersecția mai multor alinamente de minimă rezistență să fi favorizat ascensiunea spre suprafață a magmelor banatitice.

În concluzie, putem afirma că interpretarea integrată a datelor aeromagnetometrice și gravimetrice din zona masivului granitic Muntele Mare a condus la obținerea unor imagini structurale de referință pentru această zonă, atât în privința corpului granitic propriu-zis, cât și în privința corpurilor banatitice intruse în cristalin și în granit.

Bibliografie

- Albăiu, M. (1973) Raport. Arh. "Prospecțiuni" S.A., București.
- Cristescu, T., Ștefănciuc, A., Georgescu, C., Lascău, G. (1965) Raport. Arh. "Prospecțiuni" S.A., București.
- , Ștefănciuc, A. (1966) Raport. Arh. "Prospecțiuni" S.A., București.
- Dimitrescu, R. (1958) Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gârda și Lupșa. *An. Com. Geol.*, 31, București.
- (1966) Muntele Mare. Studiu geologic și petrografic. *An. Com. Geol.*, 35, București.
- (1994) Structura părții centrale a Munților Gilăului. *St. cerc. geol.*, 39, București.
- Hanomolo, I. M., Hanomolo, A. (1962) Geologia și petrografia regiunii Someș-Muntele Rece-Măguri-Mănăstireni-Căpuș. *D. S. Com. Geol.*, XLVII, București.
- Ianovici, V., Borcoș, M., Bleahu, M., Patruș, D., Lupu, M., Dimitrescu, R., Savu, H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Edit. Acad. R.S.R.
- Plouff, D. (1976) Gravity and magnetic-fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections. *Geophysics*, 41, 4.
- Romanescu, D., Szabo, E., Stoenescu, V., Georgescu, A. (1984) Cercetări petrofizice în masivul Gilău și bazine adiacente. *St. tehn. econ.*, D, 14, București.



CERCETĂRI PRIN TOMOGRAFIE RADIO A MASIVELOR DE SARE DIN ROMÂNIA RADIO TOMOGRAPHY INVESTIGATION OF SALT MASSIFS FROM ROMANIA

Vasile CIUCĂ

Studiul de față constituie rezultatul prelucrării și interpretării datelor obținute prin metoda Tomografiei radio în cursul anului 1996-1997, în salina Slănic - Prahova.

Scopul cercetării a fost determinarea rezistivității pe baza coeficientului de atenuare a mediului, obținut în urma interpretării datelor rezultate prin investigarea tomografică a unui perimetru dat. Această rezistivitate (respectiv, conductivitate electrică), permite corelarea necesară în interpretarea metodelor geofizice care se pot completa reciproc (ex.: metoda electrometrică de sondaje verticale).

Pentru prelucrarea datelor primare obținute prin investigarea tomografică în teren, s-a realizat un pachet de programe de stocare și interpretare pe computer, ce conduc la determinarea distribuției coeficientului de atenuare, respectiv a rezistivității mediului, necesare în interpretarea geologică.

Aceste distribuții, ale coeficientului de atenuare sau rezistivitate, sunt redată sugestiv în mod grafic, prin izolinii în planul de măsură, obținute, de asemenea, printr-un program de prelucrare automată a datelor.

Metoda Tomografiei radio s-a aplicat folosind un tip de aparatură conceput și construit la I.G.R. S-a folosit o metodologie specifică de observație, prelucrare și interpretare. Au fost obținute rezultate acolo unde neomogenitățile din mediul geologic cercetat prezintă diferențe de contrast, existând unele incertitudini unde există contraste mici sau neomogenități mici.

Toate informațiile din teren, cărora li s-au aplicat metode statistice de prelucrare, au stat la baza cercetării, metoda Tomografiei radio fiind adaptată la condițiile specifice de investigare geofizică (mediu conductor variat, contraste mici ale proprietăților fizice, condiții de observare diferite).

Măsurătorile s-au efectuat în mina Cantacuzino, din salina Slănic, pe un corp de sare neexploatat, cu dimensiunile 32,5 m (14 puncte de emisie-recepție), respectiv, 20 m (9 puncte de emisie-recepție).

Prin procesarea datelor a rezultat o distribuție

The present paper is the result of data processing and interpretation that have been obtained by radio tomography method, at Slănic salt mine in the Prahova district in 1966-1997 years.

The aim of the investigation has been to determine the resistivity on the basis of the attenuation coefficient of the environment. These values have been obtained from data interpretation in a given area by means of tomographic investigation.

The electric resistivity (electric conductivity, respectively) allows the correlation, which is necessary for the interpretation of the geophysical methods because geophysical methods can complete each other (such as electrical sounding, for instance).

A package program has been done to stock primary data obtained from the field by tomography method and automatical interpretation of these data.

This latter operation allows to determine the distribution of the attenuation coefficient and the resistivity of the investigated medium.

We need all this chain of automatical processing for the geological interpretation.

These two attenuation coefficient and resistivity distributions are automatically mapped. The radio tomography method has been applied in this problem by using a type of equipment that has been conceived and carried out at the Geological Institute of Romania.

A specific technology for data acquisition, processing and interpretation has been used. Good results were obtained when the inhomogeneities from investigated geological medium show contrast differences, some uncertainties being observed where there exist small contrasts or inhomogeneities, respectively.

On the basis of the investigation information has been obtained from the field, that has been statistically processed by the radio tomography method being adopted at specific conditions of geophysical investigation (varied conductive medium, contrast of physical properties, different observation conditions).

The measurements have been effectuated in the Cantacuzino mine from the salt mine Slănic, on an



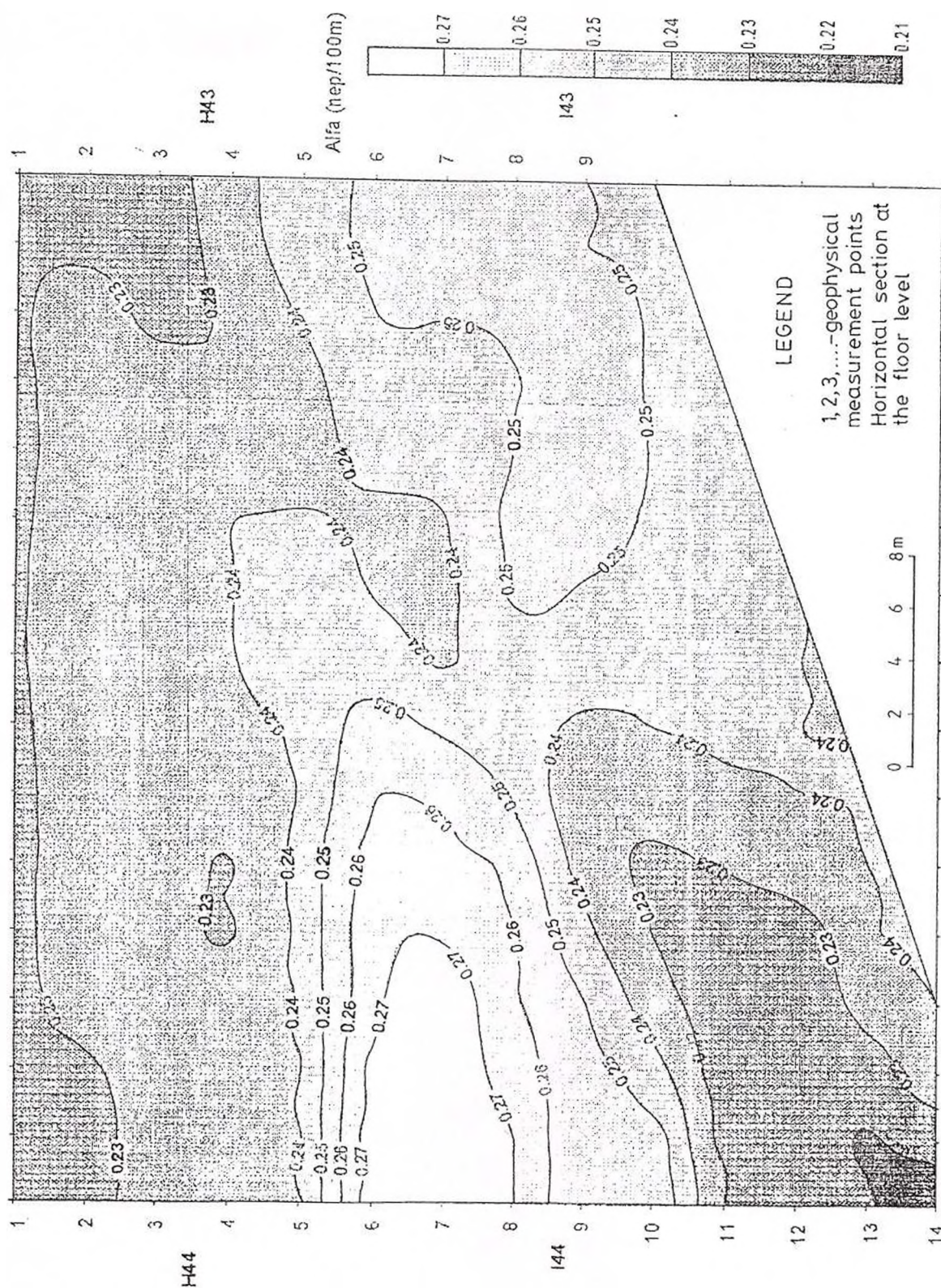


Fig. 1 - Harta de distribuție a coeficientului de atenuare alfa. (Mina Cantacuzino - etaj 7, pilierii H44 + I44 - H43 + I43).
Map with the distribution of the Alpha attenuation coefficient. Cantacuzino mine - stage 7, pillions H44 + I44 - H43 + I43

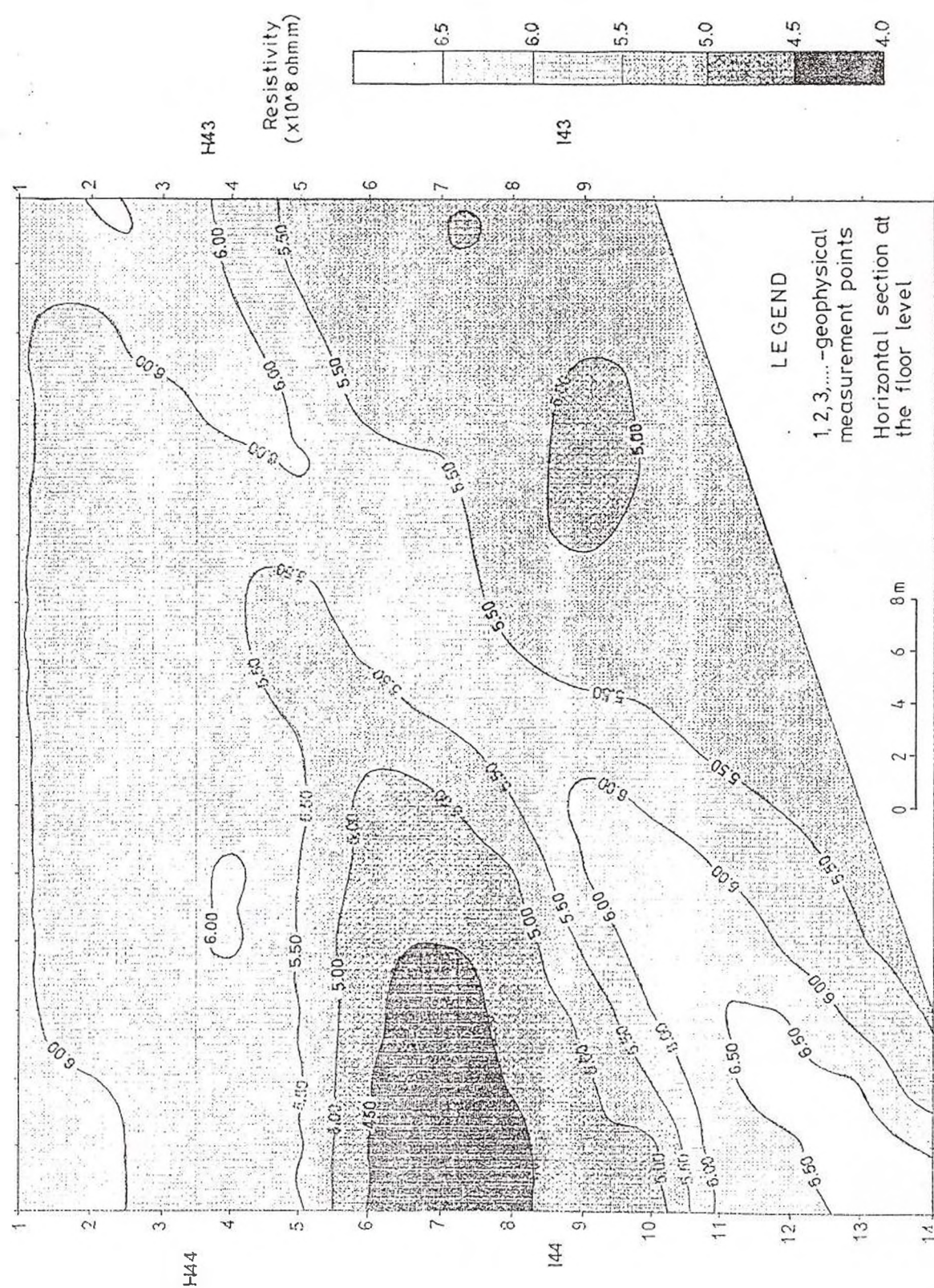


Fig. 2 - Harta de distribuție a rezistivității. (Mina Cantacuzino - etaj 7, pilierii H44 + I44 - H43 + I43).
Map with the resistivity distribution. Cantacuzino mine - stage 7, pillars H44 + I44 - H43 + I43

a coeficientului de atenuare redată în harta cu izolinii (fig. 1).

Se observă o variație a coeficientului de atenuare cuprinsă între 0,22 nep/100 m și 0,27 nep/100 m. Această distribuție nu pune în evidență contraste majore care ar putea sugera schimbări de litologie.

Pe baza valorilor coeficientului de atenuare, s-a aplicat un algoritm de transformare prin care s-a realizat o hartă cu izolinii a rezistivității. Acest lucru a fost posibil prin conversia valorilor de atenuare, ținându-se cont de constanța dielectrică și permeabilitatea magnetică pentru sare, prezentate în literatura de specialitate.

Această distribuție a valorilor de rezistivitate este prezentată în figura 2, care reliefează o variație a rezistivității cuprinsă între 450 și 650 Mohm.

În mod normal, alura celor două reprezentări grafice (fig. 1, fig. 2) este asemănătoare, microanomaliile existente având aceleași cauze generatoare.

Anomalia evidențiată în jurul punctelor de măsură 6, 7, 8 de pe profilul H44+I44 este cauzată de existența unei nișe de dimensiunea 7 m/2 m între pilierii investigați arătând clar influența începutului camerei de exploatare în această zonă.

Celelalte microanomaliile existente sugerează variații de neomogenitate în cadrul masivului de sare, variații determinate de gradul de puritate al sării.

Estimarea distribuției coeficientului de atenuare și stabilirea metodei de conversie în valori de rezistivitate permite corelarea metodei Tomografiei radio cu celelalte metode geoelectrice, cea ce poate conduce la un studiu complex al fenomenelor geologice.

Cercetarea a fost realizată de un colectiv format din :

- ing. geofizician Ciucă Vasile - șef subtemă;
- ing. electronist Tiberiu Iaru - responsabil întreținere și reparații aparatură de măsură;
- tehn. Petre Ștefanov;
- tehn. Elisabeta Ștefanov;
- tehn. Gabriel Preda;
- operator Ilie Petcu.

unexploited salt body formed in H44+I44 - H43+I33 pillars (Figs. 1, 2), the size of the profiles being 32.5 m (14 emission-registration points) 20 m (9 emission-registration points), respectively.

As a result of the data processing a distribution of the attenuation coefficient has been pointed out in the form of a map (Fig. 1).

A variation of the attenuation coefficient magnitude running from 0.22 nep/100 m up to 0.27 nep/100 m is observed.

This distribution does not emphasize major contrasts, that could suggest lithological changes.

By means of transform algorithm and taking into account magnitude of magnetical permeability and dielectrical constant a resistivity map has been plotted.

Figure 2 presents a resistivity map emphasizing a variation of resistivity ranging from 450 Mohm up to 650 Mohm.

Usually, the shape of the resistivity map (Fig. 2) looks like an attenuation coefficient map, and anomalies have the same reason.

The anomaly located around the points 7, 8, 9 from H44+I44 profile is determined by a niche having dimensions 7 m/2 m that appears between the investigated pillars.

Another anomalies having smaller dimensions suggest the existence of some inhomogeneities into the salt massif.

These inhomogeneities are established by the degree of salt purity.

By estimation of the attenuation coefficient distribution and establishing of conversion technology of this coefficient into resistivity values it is possible to correlate radio tomography method with other geophysical methods.



INVENTARIEREA SCHIMBĂRILOR SURVENITE ÎN OCUPAREA BIOFIZICĂ A TERENULUI (CORINE LAND COVER) ÎN PARTEA DE NORD ȘI NORD-EST A ROMÂNIEI INVENTORY OF CORINE LAND COVER CHANGES IN THE NORTH AND NORTH-EAST PART OF ROMANIA

Vasile VÂJDEA, Anca-Marina VIJDEA, Constantin NIȚICĂ, Alexandra MARINESCU, Ion POPESCU

Acest studiu reprezintă continuarea proiectului CORINE Land Cover - Romania, prin evaluarea modificărilor survenite în timp în ocuparea biofizică a terenului datorită diferiților factori, dintre care majoritatea sunt în legătură cu activitatea umană. Metodologia a constat în interpretarea imaginilor Landsat Thematic Mapper înregistrate la o dată ulterioară acelor care au servit la interpretarea inițială, compararea prin procedee digitale a claselor land cover digitalizate și detectarea diferențelor.

Aria selectată pentru evaluarea modificărilor în clasele CORINE Land Cover este situată în N și NE României, fiind acoperită de 46 foi de hartă la scara 1:100.000, corespunzător a patru scene Landsat-TM și anume: 185/27, 184/27, 183/27 and 183/28.

Pentru fiecare scenă au fost utilizate câte două imagini înregistrate în perioade diferite, respectiv:

- 184/27 din 8 iulie 1989 și 8 septembrie 1994;
- 183/27 din 18 august 1989 și 13 august 1993;
- 185/27 din 16 august 1989 și 25 septembrie 1992;
- 183/28 din 18 august 1989 și 13 august 1993.

Prima fază în determinarea schimbărilor survenite în CORINE Land Cover a fost examinarea ariilor acoperite de fiecare pereche de imagini Landsat-TM (veche și nouă). În acest scop, pe fiecare imagine fals-color Landsat-TM produsă la scara 1:100.000 a fost suprapusă o grilă cu dimensiunea celei de 1'x1', iar rezultatele obținute prin compararea imaginii vechi cu cea nouă în fiecare celulă de 1'x1' au fost notate într-un tabel cu următoarele coduri:

- 0 - nici o schimbare;
- 1 - schimbare de peisaj (adică schimbare a formei sau dimensiunii clasei land cover, dar nu a clasei însăși);
- 2 - schimbarea clasei land cover.

Tabelele au fost realizate prin utilizarea programului Excel și pentru majoritatea foilor de hartă au constat din 30 de coloane și 20 de rânduri, întrucât o foaie de hartă la scara 1:100.000 reprezintă o arie pe teren corespunzătoare la 30' longitudine și 20' latitudine. Aceste tabele au fost apoi convertite în format ASCII pentru a le putea utiliza la construirea în

This study represents a continuation of the CORINE Land Cover - Romania project by assessing the changes in the biophysical land occupation which occurred in time due to different factors, from which the majority were related to human activity. The methodology consisted in interpreting satellite Landsat Thematic Mapper images recorded later than the images on which the initial interpretation was done, comparing digitally the digitized land cover classes and detecting the difference.

The area selected for assessing the changes of the CORINE Land Cover classes was situated in the N and NE part of Romania and was covered by 46 map sheets on the scale 1:100,000, corresponding to four Landsat-TM scenes, i.e.: 185/27, 184/27, 183/27 and 183/28.

Two images acquired at different periods were used for each scene, respectively:

- 184/27 from 8 July 1989 and 8 September 1994;
- 183/27 from 18 August 1989 and 13 August 1993;
- 185/27 from 16 August 1989 and 25 September 1992;
- 183/28 from 18 August 1989 and 13 August 1993.

The first phase in determining the CORINE Land Cover changes was examining the areas covered by each Landsat-TM image pair (old and newer).

For this purpose a grid of 1'x1' was superimposed on each false-colour Landsat-TM image produced on the scale 1:100,000 and for each cell of 1'x1' the results obtained by comparing the old image to the new one were noted in a table with the following codes:

- 0 - no change;
- 1 - landscape change (i.e. change of the shape or size of land cover class, but not of the class itself);
- 2 - land cover class change.

The tables were made using Excel and for the majority of the map sheets consisting of 30 columns and 20 rows, since a map sheet on the scale 1:100,000 represents an area on the ground of 30' longitude and 20' latitude. These tables were afterwards converted into an ASCII format in order to be able to use them for



ARC/INFO a grid-urilor corespunzătoare fiecărei foi de hartă. Au fost alcătuite 46 de grid-uri cu ajutorul comenzii ASCIIGRID din modulul ARC, care au fost ulterior unite într-un singur fișier cu ajutorul funcției MERGE din modulul GRID. Acest grid, ce prezintă pentru întreaga arie de studiu zonele codate ca 0, 1 sau 2, este prezentat în figura 1.

Pentru fiecare grid a fost listată statistica din fișierele proprii de tip VAT și au fost construite histogramme prezentând distribuția celor trei categorii (nici o schimbare, schimbare de peisaj și schimbare a clasei land cover) raportate la suprafața foi de hartă. Histogrammele au fost prezentate separat pentru zonele UTM 34 și 35.

Din arealele grid-ului care indicau schimbări mai numeroase în land cover au fost selectate șase zone test. Pentru acestea s-a efectuat o fotointerpretare asistată de calculator a imaginilor Landsat-TM vechi și noi, în scopul de a include în evaluarea schimbărilor în land cover toate arealele ce au suferit modificări, adică și cele mai mici de 25 ha care fuseseră automat eliminate din harta finală CORINE land cover. Zonele test au fost verificate pe teren împreună cu Unitatea Tehnică CORINE Land Cover și apoi digitalizate. Ele sunt situate în următoarele foi de hartă:

- L-35-18 (zona test 1)
- L-35-29 (zona test 2)
- L-35-42 (zona test 3)
- L-35-65 (zona test 4)
- L-35-75 (zona test 5)
- L-35-77 (zona test 6)

Hărțile digitalizate și corectate pentru zonele test au fost transformate în proiecție UTM (sau Gauss-Kruger) și decupate pentru a avea arie egală. Apoi, pentru fiecare zonă test, harta land cover inițială a fost suprapusă cu harta land cover ulterioară, iar în harta obținută în urma intersecției acestora, poligoanelor care aveau același cod pentru clasa land cover în câmpurile de attribute corespunzătoare primei și ultimei interpretări le-au fost atribuite un cod comun și unic drept identificator al utilizatorului (user-id). Poligoanelor care aveau coduri diferite pentru clasele land cover în câmpurile de attribute respective, le-au fost atribuite codurile noii hărți land cover.

Următorul pas a fost eliminarea poligoanelor marginale extrem de mici (rezultate în urma intersecției) după criteriul mai mic sau egal cu 10 ha, selectat în urma mai multor încercări.

Din această hartă au fost apoi extrase cu ajutorul comenzii RESELECT din modulul ARC poligoanele cu coduri diferite pentru clasele land cover în câmpurile lor de attribute, obținându-se astfel o hartă ce conține numai ariile cu schimbări. Aceste arii au drept identificator al utilizatorului (user-id) codul

constructing grids in ARC/INFO corresponding to each map sheet. There were made 46 grids using the ARC command ASCIIGRID, which were then joined into a single file with the GRID function MERGE. This grid, which shows the areas coded as 0, 1 or 2, for the whole study area, is presented in Figure 1.

For each grid the statistics was listed from its accompanying VAT file and histograms were build, showing the distribution of the three categories (no change, landscape change and land cover change) reported to the surface of the map sheet. These histograms were separately presented for UTM zone 34 and UTM zone 35.

Six test sites were selected from the grid areas which indicated more land cover changes. For these test sites a computer-assisted photo-interpretation was done of both the old Landsat-TM image and the new one in order to include in the assessment of the land cover changes all areas which were modified, i.e. the areas less then 25 ha, which were automatically eliminated from the final CORINE land cover map. The test sites were verified by field checking together with the CORINE Land Cover Technical Unit and then were digitized. They are situated in the following map sheets:

- L-35-18 (test zone 1)
- L-35-29 (test zone 2)
- L-35-42 (test zone 3)
- L-35-65 (test zone 4)
- L-35-75 (test zone 5)
- L-35-77 (test zone 6)

The corrected digitized maps of the test sites were transformed into UTM (or Gauss-Kruger) projection and clipped with a polygon coverage in order to have an equal area. Then, for each test site, the initial land cover map was intersected with the later land cover map and in the intersection coverage the polygons which had the same land cover code in the attribute fields corresponding to the former and the later interpretation were assigned a common and unique user-id. The polygons which had different land cover codes in the respective attribute fields were assigned the code of the new land cover map.

The next step was the elimination of the sliver polygons (resulted from intersection) for which, after several trials, a criterion of less or equal to 10 ha was chosen.

From this coverage there were then extracted using the ARC command RESELECT the polygons having different land cover codes in their attribute fields, thus obtaining a map showing only the changed areas. These areas have as user-id the land cover code of the newer image interpretation and as an attribute the land cover code of the older one.

For each test zone maps were drawn showing the



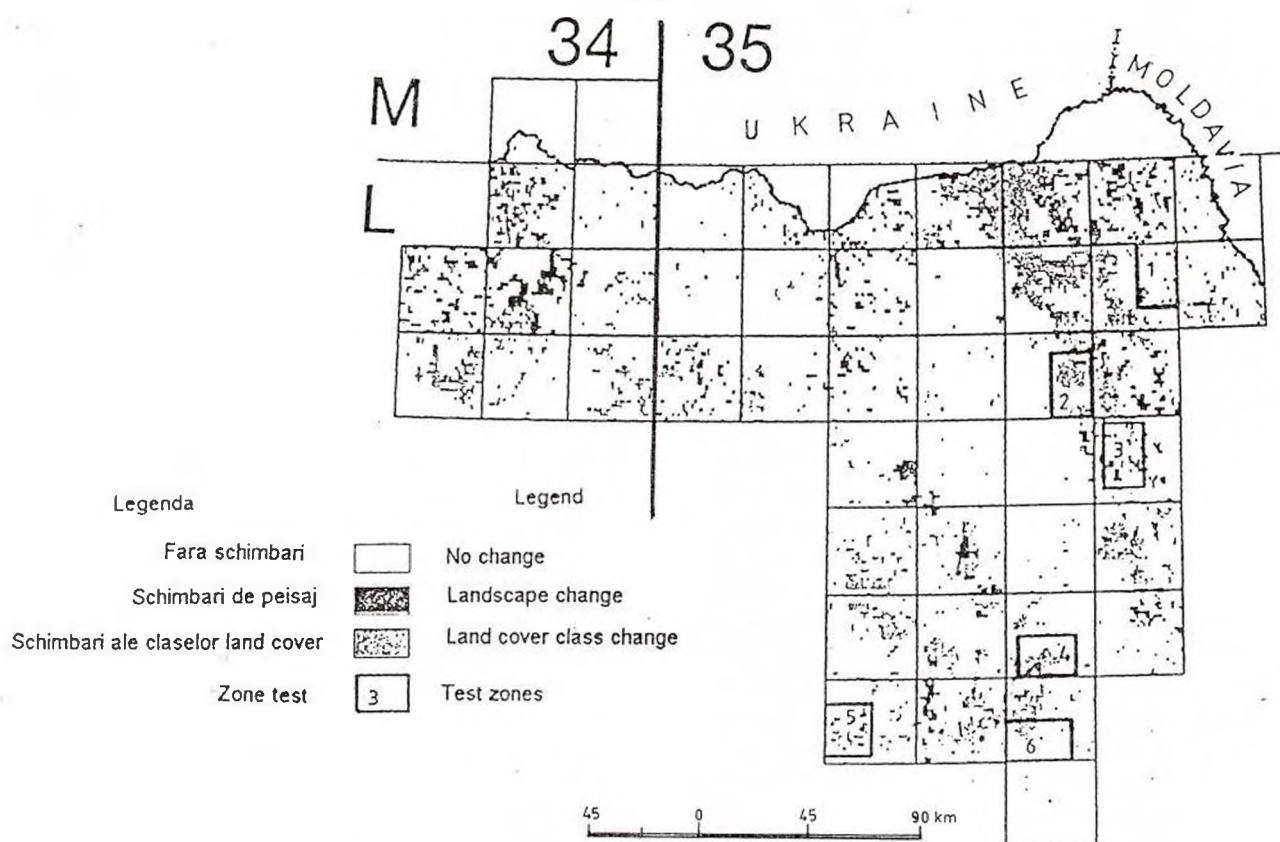


Fig. 1 – Schimbările în CORINE Land Cover. CORINE Land Cover changes (1989–1994).

clasei land cover din noua interpretare, iar ca atribut codul land cover al vechii interpretări.

Pentru fiecare zonă test au fost elaborate hărțile cu distribuția inițială și ulterioară a claselor land cover, aria ocupată de fiecare categorie de land cover a fost calculată (în ha) și s-a determinat diferența în ha și procente între noua și vechea suprafață. Pentru toate cele șase zone test au fost alcătuite histogramme arătând ce clase land cover și-au mărit suprafața și care sunt acelea care și-au redus-o. A fost efectuată totodată o analiză statistică globală pentru a vedea modificarea suprafețelor pentru aria totală a zonelor test, care este prezentată în tabel împreună cu analiza statistică corespunzătoare fiecărei zone test.

Modificările în ocuparea biofizică a terenului survenite în perioada 1989–1993 în aria investigată au următoarele cauze:

- Clasa 111 (structuri urbane continue) - creșterea relativ rapidă a suprafeței acestora a fost determinată de finalizarea construirii unor clădiri, drumuri și suprafețe artificiale din zonele urbane în legătură cu cartierele cu blocuri de locuințe planificate a fi construite înainte de 1989.

- Clasa 112 (structuri urbane discontinue) - s-a mărit prin extinderea periferiilor datorită construirii

old and new land cover class distribution, the area occupied by each land cover category was computed (in ha) and the difference was calculated in ha and percent. Histograms showing which land cover classes have an increased area and which a reduced area were also computed for all six test sites. A global statistical analysis was also performed in order to see the changed areas for the total surface of the test sites and this, together with the statistics corresponding to each test site, is presented in Table.

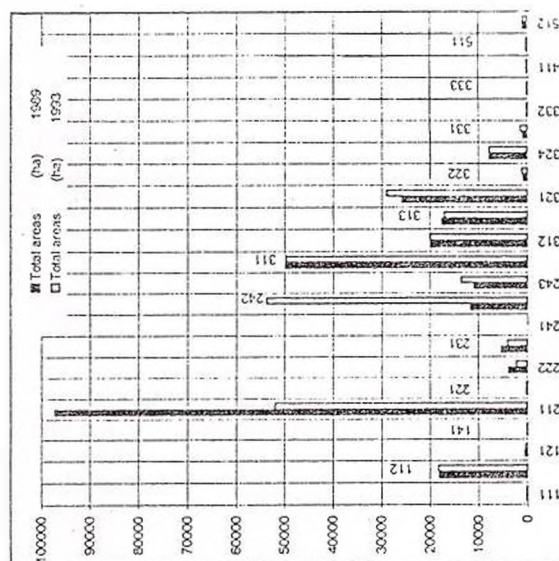
The changes of biophysical land occupation which occurred in the period 1989–1993 in the study area have the following causes:

- Class 111 (continuous urban fabric) - the relatively rapid increasing of its area was determined by finalizing the construction of some buildings, roads and artificial surfaces in urban zones related to the districts with blocks of flats planned to be built before 1989.

- Class 112 (discontinuous urban fabric) - was increased by extending the peripheries due to house building on the terrains which were given back to the initial landlords after 1989.

- Class 121 (industrial or commercial units) - was decreased as a result of suppressing numerous agro-

Class code	GLOBAL STATISTICS			
	Total areas (ha)	Changes (ha)	Changes (%)	1989-1993
111	148.69	150.11	1.42	0.0005
112	18150.53	18321.81	221.21	0.0812
121	528.76	331.05	-197.71	-0.0726
141	93.19	80.40	-12.79	-0.0047
211	97210.12	52069.06	-45141.06	-0.165215
221	142.44	57.67	-84.77	-0.0311
222	3520.75	2254.80	-1565.86	-0.5749
231	5255.64	4044.76	-1220.88	-0.4483
241	25.08	0.00	-25.08	-0.0103
242	11605.42	53795.61	42190.19	1.54910
243	10957.33	13522.42	2565.09	0.9418
311	45829.66	49783.26	76.30	0.0020
312	19970.02	20048.31	78.29	0.0037
313	17472.46	16985.85	-491.61	-0.1805
321	25612.05	29038.76	3046.71	1.187
322	872.54	1107.84	235.30	0.0864
324	7796.01	7764.62	-31.39	-0.0115
331	920.75	1426.96	506.21	0.1859
332	140.46	140.96	0.50	0.0002
333	114.70	107.78	-6.92	-0.0025
411	204.91	205.61	0.70	0.0003
511	144.12	132.23	-11.87	-0.0081
512	959.34	963.31	21.97	0.0088



Class code	TEST ZONE 1 (area within map sheet L-35-19)				TEST ZONE 2 (area within map sheet L-35-29)				TEST ZONE 3 (area within map sheet L-35-41)			
	Areas (ha)	Changes (ha)	Changes (%)	1989-1993	Areas (ha)	Changes (ha)	Changes (%)	1989-1993	Areas (ha)	Changes (ha)	Changes (%)	1989-1993
111	58.13	57.21	-0.92	-0.0019	90.36	92.90	2.34	0.0049	-	-	-	-
112	3756.59	3807.07	50.48	0.0135	5505.24	5187.97	-317.27	-0.0572	4641.99	4665.97	23.98	0.0498
121	62.51	56.12	-6.39	-0.0134	27.32	0.00	-27.32	-0.0572	369.19	182.04	-187.15	-0.3885
141	93.19	80.40	-12.79	-0.0266	-	-	-	-	-	-	-	-
211	1431.50	12095.43	-2336.07	-0.8961	15600.77	5066.97	-10533.80	-0.22082	30981.05	23148.06	-7833.99	-0.162674
221	-	-	-	-	-	-	-	-	47.08	57.67	10.59	0.0220
222	250.86	226.32	-24.54	-0.0514	2026.99	1425.28	-611.71	-1.2804	533.25	339.83	-193.42	-0.4015
231	984.28	1456.84	472.56	0.09904	777.60	385.40	-392.20	-0.8709	2034.81	1847.40	-207.41	-0.4306
241	-	-	-	-	38.08	0.00	-38.08	-0.0288	-	-	-	-
242	3180.32	5744.46	2564.14	0.3741	1642.20	12356.74	10714.54	22.4355	833.55	8032.32	7198.74	14.9445
243	4034.05	3131.24	-902.81	-1.8922	3170.18	3193.83	23.65	0.0049	1495.87	2042.18	596.31	1.2379
311	1321.33	13674.48	1335.15	0.0210	9638.93	9695.31	56.38	0.1180	4580.20	4541.09	-39.21	-0.0084
312	31.72	32.67	0.95	0.0030	424.38	468.41	44.03	0.0922	24.22	21.15	-3.07	-0.0064
313	183.28	207.77	24.49	0.0513	2405.23	2449.02	43.79	0.0917	-	-	-	-
321	5624.20	5840.09	215.89	0.4525	5174.81	5956.46	781.65	1.5314	1526.73	1920.49	393.76	0.8174
322	143.49	125.03	-18.46	-0.0422	134.53	0.00	-134.53	-0.2816	564.16	888.48	324.32	0.6713
324	694.45	454.67	-239.78	-0.3072	392.40	96.35	-296.05	-0.6197	-	-	-	-
331	51.47	0.00	-51.47	-0.1079	727.04	1250.93	523.89	1.0965	-	-	-	-
332	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
333	-	-	-	-	-	-	-	-	90.88	80.78	-10.10	-0.0210
411	-	-	-	-	-	-	-	-	144.10	132.23	-11.87	-0.0246
511	-	-	-	-	-	-	-	-	329.71	268.89	-60.82	-0.1263
512	609.63	694.42	84.79	0.1777	-	-	-	-	-	-	-	-

Class code	TEST ZONE 4 (area within map sheet L-35-65)				TEST ZONE 5 (area within map sheet L-35-75)				TEST ZONE 6 (area within map sheet L-35-77)			
	Areas (ha)	Changes (ha)	Changes (%)	1989-1993	Areas (ha)	Changes (ha)	Changes (%)	1989-1993	Areas (ha)	Changes (ha)	Changes (%)	1989-1993
111	-	-	-	-	950.81	1155.69	204.88	0.5012	1345.30	1417.60	72.30	0.1605
112	1900.65	1587.51	-313.14	-0.0307	53.28	55.49	2.21	0.0041	-	-	-	-
121	16.46	37.40	20.94	0.0496	-	-	-	-	-	-	-	-
141	-	-	-	-	18921.87	10327.56	-8594.31	-21.0229	5820.66	155.62	-5665.04	-12.5757
211	11451.27	1273.42	-10175.85	-23.7945	93.36	0.00	-93.36	-0.2332	-	-	-	-
221	-	-	-	-	768.01	33.90	-734.11	-1.7927	104.12	101.55	-2.57	-0.0057
231	727.72	117.72	-610.00	-1.4264	721.23	237.40	-483.83	-1.1814	-	-	-	-
241	-	-	-	-	2584.35	9329.61	6745.26	16.4999	1191.57	6400.26	5208.69	11.5626
242	2173.40	11932.23	9758.82	22.8194	317.15	1130.08	812.93	1.9855	1622.56	2264.25	641.69	1.4245
243	367.52	1760.84	1393.32	3.2850	8107.86	8129.95	22.09	0.0541	2840.65	-107.92	-0.2396	-0.2396
311	11062.67	10901.85	-160.79	-0.3760	11.20	45.68	34.48	0.0843	16736.59	16629.93	-106.66	-0.2412
312	2739.91	2850.47	110.56	0.2585	704.09	690.10	-13.99	-0.0340	9372.46	9935.73	563.27	0.2475
313	5812.49	3603.23	-2209.26	-0.4893	4515.57	6627.40	2111.83	5.1638	4759.50	4197.81	-61.69	-0.1369
321	4911.24	4566.51	-344.73	-0.8861	20.36	64.33	33.97	0.0821	-	-	-	-
322	-	-	-	-	2588.21	2504.51	-83.70	-0.2038	2644.29	3094.66	360.37	0.8490
324	1474.63	1704.43	229.80	0.5173	142.24	176.03	33.79	0.0827	-	-	-	-
331	-	-	-	-	140.46	140.96	0.50	0.0012	-	-	-	-
332	-	-	-	-	23.82	27.00	3.18	0.0078	-	-	-	-
333	-	-	-	-	204.91	205.61	0.70	0.0017	-	-	-	-
411	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
511	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
512	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Fig. 2 SCHIMBARILE SURVENITE IN CLASELE CORINE LAND COVER - STATISTICA ZONELOR TEST SELECTATE
CORINE LAND COVER CHANGE - STATISTICS OF THE SELECTED TEST ZONES

de locuințe pe terenurile care au fost înapoiate foștilor proprietari după anul 1989.

- Clasa 121 (unități industriale sau comerciale) - s-a redus ca rezultat al suprimării a numeroase unități agro-industriale care fuseseră dezvoltate în timpul fostei politici socialiste din agricultură în perioada de dinainte de 1989.

- Clasa 211 (terenuri arabile neirigate) - s-a micșorat datorită intrării în vigoare a legii privitoare la înapoierea terenurilor agricole foștilor proprietari. În noile condiții, agricultura se efectuează pe parcele mici cu tipuri de culturi foarte diverse. Această divizare a terenurilor agricole în cadrul condițiilor socio-economice actuale este determinată de necesitățile fiecărei gospodării țărănești și nu ia în considerație, pentru moment, condițiile pedo-climatice și, implicit, eficiența maximă. Reducerea clasei 211 s-a făcut, în general, în favoarea clasei 242 (modele de cultivare complexă), în special de-a lungul văilor principale și pe terenurile denivelate.

- Clasele 221 și 222 (vii și livezi) - micșorarea lor a fost cauzată, în principal, de dezorganizarea marilor ferme de stat cu vie și livezi prin înapoierea unor părți din terenuri foștilor proprietari, care nu au avut posibilitatea de a le întreține.

- Clasele 311 și 313 (păduri de foioase și mixte) - s-au redus datorită exploatații abuzive a pădurilor după anul 1989 de către cei cărora le-au fost redat fostele proprietăți aflate în cadrul fondului forestier. În același timp, prin replantări, în special pe pantele abrupte, aria pădurilor de conifere (clasa 312) s-a mărit.

- Clasa 321 (pășuni) - suprafața pășunilor naturale a crescut după 1989 datorită revenirii la vechiul tip de utilizare a terenului, mult mai potrivit în anumite zone. Înainte de 1989 s-a încercat extinderea culturilor agricole pe seama ariilor de pășunat, însă rezultatele nu au fost satisfăcătoare.

- Clasa 324 (tranziție pădure-arbuști) - reducerea sa este cauzată de regenerarea parțială pe cale naturală a unor areale de pădure.

- Clasele 511 și 512 (cursuri de apă și corpuri de apă) - modificările observate pot fi puse pe seama variațiilor debitelor și suprafețelor lacurilor naturale sau de baraj, cauzate de condițiile hidrologice și climatice de tip temperat continental din zonă.

Studiul întreprins, cu un accentuat caracter experimental, deși s-a referit la un interval de timp scurt, privind schimbările în land cover survenite în aria investigată, a demonstrat fezabilitatea metodologiei utilizate de rezolvare a acestei probleme prin identificarea unor modificări ale peisajului și claselor din nomenclatura CORINE Land Cover, justificând necesitatea extinderii lucrărilor pentru întreg teritoriul României.

industrial units which had been developed during the former socialist policy for agriculture in the period before 1989.

- Class 211 (non-irrigated arable land) - was reduced due to the enforcement of the law regarding giving back the agricultural land to the previous owners. Under the new conditions, agriculture is done on small parcels with very diverse types of crops. This dividing of the agricultural fields under the actual social-economic conditions is determined by the necessity of each peasant household and does not take into consideration, for the time being, the pedo-climatic conditions and, implicitly, the maximum efficiency. The decreasing of class 211 was done, generally, in favour of class 242 (complex cultivation patterns), especially along the main valleys and on the irregular relief ground.

- Classes 221 and 222 (vineyards, fruit trees and berry plantations) - their decreasing was caused principally by disorganizing big state-owned farms with orchards and vineyards by giving back a part of the land to the initial owners, who did not have the possibility of maintaining them.

- Classes 311 and 313 (broad-leaved and mixed forests) - were diminished due to abusive exploitation of the forests after 1989 by those to whom former properties from the forests fund were given back. Meanwhile, by repopulating, especially on abrupt slopes, the areas of coniferous forests (class 312) increased.

- Class 321 (natural grassland) - the areas of natural grassland increased after 1989 due to returning to the old type of land use, much more adequate for certain zones. Previous to 1989 the extending of agricultural crops on behalf of the grazing areas was tried, but the results were not satisfying.

- Class 324 (transitional woodland shrub) - its reducing was caused by partial regeneration in the natural way of some forest areas.

- Classes 511 and 512 (water courses and water bodies) - the observed changes can be related to variations of water flow and of surface of natural or dammed lakes caused by the hydrological and climatic conditions of temperate continental type in the zone.

The study carried out, with an emphasized experimental character, although refers to a short time interval regarding the land cover changes which occurred in the investigated area, had proved the feasibility of the used methodology in solving this problem by identifying some modifications in the landscape and classes of the CORINE Land Cover nomenclature, justifying the necessity of extending the works for the entire territory of Romania.

STUDIUL ELECTROGRAFIC AL FENOMENELOR DE INTERACȚIUNE DINTRE ROCĂ ȘI APĂ

Dan SVORONOS, Adrian NICOLESCU, Constantin NIȚICĂ

Acest studiu continuă cercetările petroelectrografice realizate în anul 1995. El cuprinde date de bază privind efecte electrografice produse în/la interacțiunea dintre roci cu conducție ionică și apă, cu referire specială la gresii și marne. Metodologia de lucru a fost prezentată anterior (Svoronos et al., 1996; Nicolescu et al., 1996).

Pentru caracterizarea electrografică a interacțiunii rocă-apă au fost executate experimente diverse constând din testarea rocilor în condiții de lucru inițiale bine precizate și în analiza pe modele de simulare a proceselor de infiltrație/exfiltrație a apei în roci (tabelul nr. 1).

Din experimentele inițiale executate a rezultat că, atunci când rocile investigate sunt ținute la etuvă, la 105°C, efectul electrografic dispare. Dacă acestor roci li se adaugă treptat apă - fie apă de la robinet, apă distilată sau apă de ploaie - atunci, în imaginile obținute prin electrografie se constată producerea de fenomene luminescente de o amploare mai mică sau mai mare. În acest sens se poate vorbi de informația petroelectrografică indusă și purtată de apă, consecință a unor fenomene energetice complexe ce se desfășoară la/în interacțiunea dintre rocă și apă care pot fi reținute pe film.

După scoaterea din etuvă a rocilor, în imaginile

Condiții de realizare	Efecte observate
A. ÎNȚĂLĂ	
1. Roci ținute la etuvă la 105°C,	Absente
2. Roci în stare naturală, așa cum au fost prelevate din mediul geologic	Descărcări electrice distribuite uniform pe marginile de contur
3. Roci imersate în apă un timp îndelungat	Luminescență cvasi-totală
B. UMEZIREA GRADUALĂ A ROCILOR	
1. Roci lăsate liber în mediu, după scoaterea lor din etuvă	Urme, fragmente și contururi ale rocilor, la contactul cu filmul
2. Umezire punctuală pe fața superioară	Descărcări electrice tranzitorii, inclusiv străpungeri interne
3. Umezire concomitentă pe toate fețele, dar de scurtă durată	Individualizarea unui strat sub-superficial cu proprietăți electrice particulare
C. MODELARE ELECTROGRAFICĂ (Simulare dinamică de procese)	
1. Procesul de infiltrație a apei în roci	Omogenizarea treptată a descărcărilor electrice până la stabilirea unei stări de echilibru termodinamic
2. Procesul de exfiltrație a apei în roci	(implicit și echilibrul hidric)

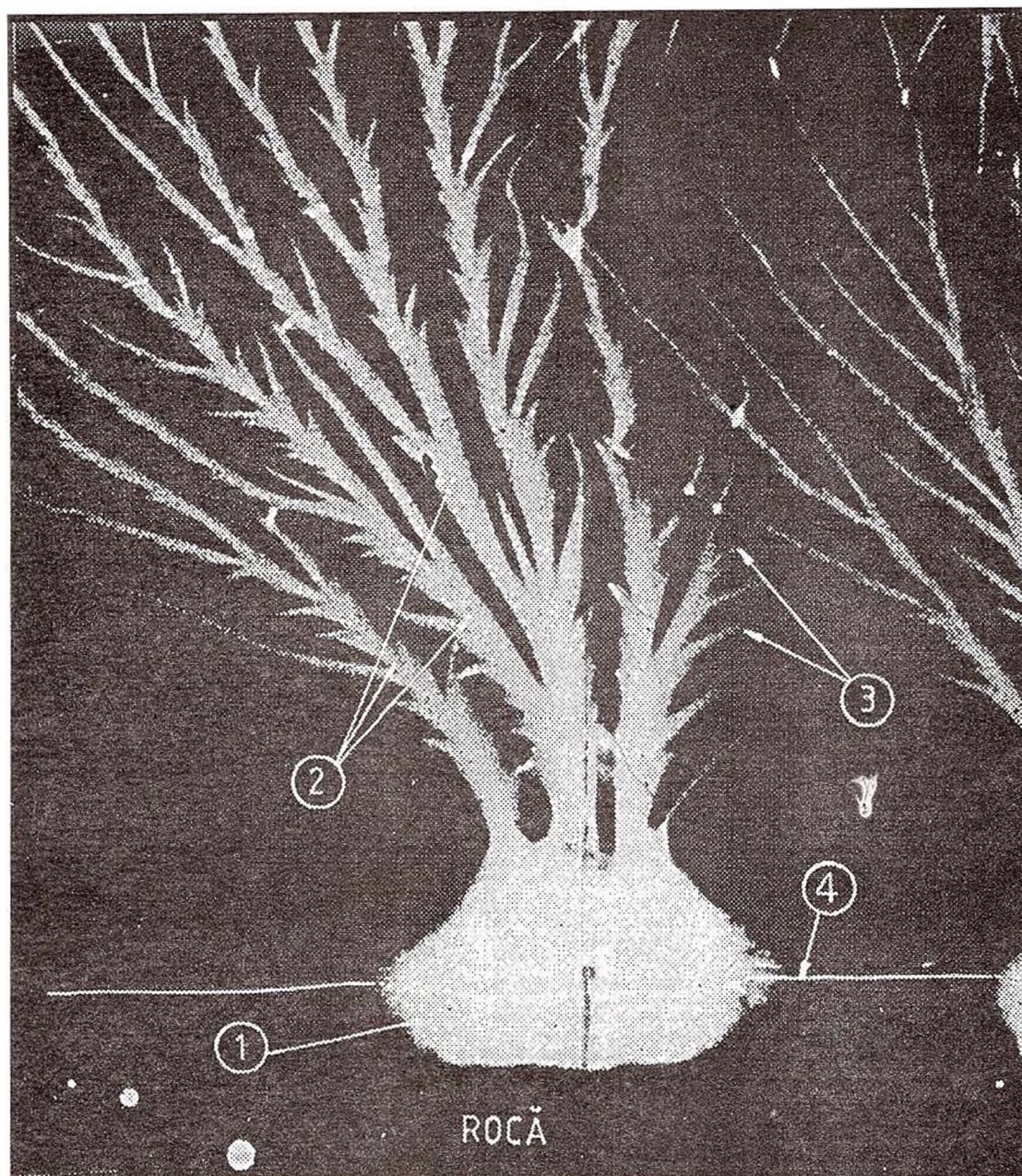


Fig. 1 – Elemente constitutive ale unei structuri cu strimeri izolată, specifică pentru apă (detaliu mărit de 8 ori).
1, rădăcina; 2, tulpina; 3, ramificații secundare; 4, limita de separație (interfață) rocă-aer.

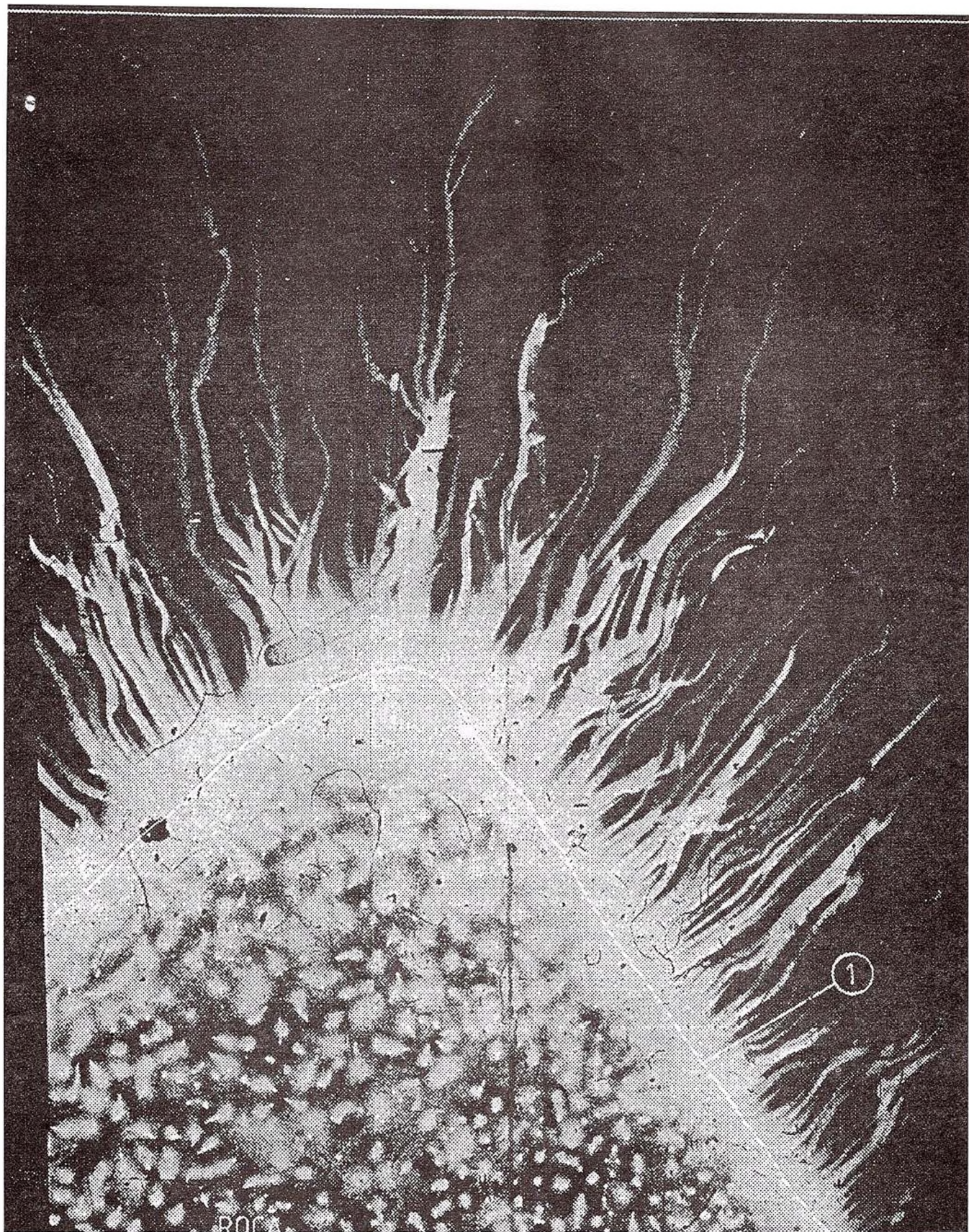


Fig. 2 - Efect de colț la gresia de Tarcău (detaliu mărit de 8 ori). 1, limita de separație (interfața) rocă-aur.

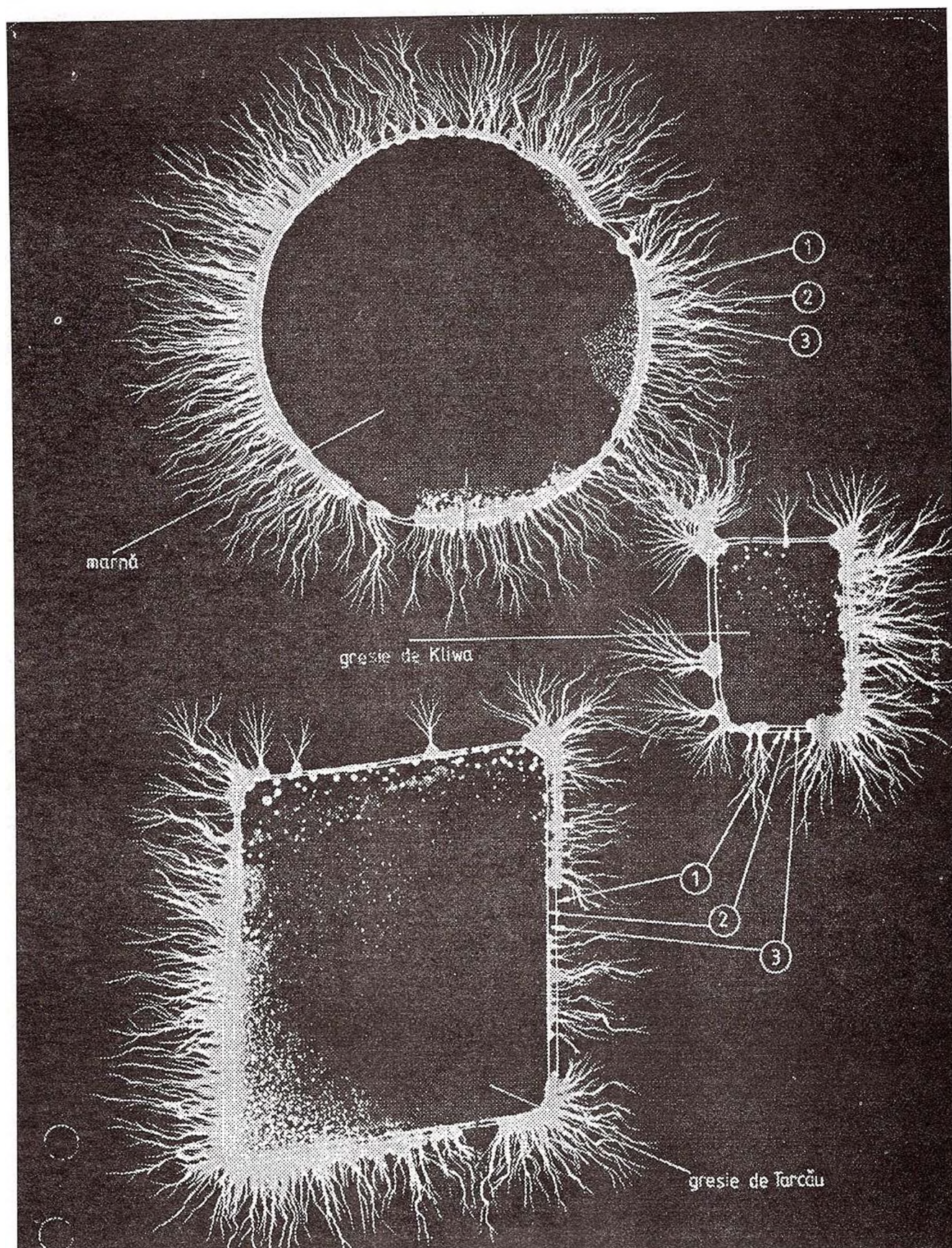


Fig. 3 - Evidențierea electrografică a zonelor sub-superficiale la gresii și marnă. 1, limita de separație rocă- aer; 2, limita inferioară a zonei sub-superficiale a stratului difuz; 3, strat difuz unde ionii absorbiți în număr mare atrag alte molecule de apă.

electrografice s-au evidențiat urme-fragmente, iar mai apoi contururi la limita de contact rocă-film. Acestea sunt relevante pentru evidențierea "apei higroscopice", conform cunoștințelor din domeniul geologiei tehnice.

Rezultatul experimentelor inițiale poate fi prezentat astfel:

rocă fără apă liberă → absența efectelor
și/sau apă slab legată fizic electrografice

rocă cu conținut de apă → efecte electro-
liberă și/sau apă slab legată grafice variate,
fizic [%] (roca prelevată reversibile și
din mediul natural) cuantificabile

Un alt rezultat l-a constituit elaborarea modelelor de simulare a proceselor de infiltrație/exfiltrație a apei în roci, conform schemei de mai jos :

infiltrație → umidificare (adăugare treptată de
(pătrundere) apă, în % din vol. pori)

exfiltrație ← uscare (pierdere treptată de apă,
(expulzare) în % din vol. pori)

Relația dintre efectele electrografice reținute pe film și gradul de umidificare al rocii a fost analizată la roci sedimentare din categoria gresiilor și marnelor. Când rocile sunt electrografiate așa cum se prezintă ele după prelevarea din mediul geologic, în imaginile electrografice corespunzătoare s-au evidențiat structuri de descărcări electrice cu o distribuție relativ ordonată și omogenă, acestea semnificând o stare normală, de integrare a rocii în parametrii termodinamici ai ambianței.

Din imagini electrografice a rezultat că pătrunderea apei în rocile investigate se face gradual. Au fost evidențiate fenomene luminescente cu o distribuție preferențială la limita și în imediata vecinătate a interfeței rocă-aer. Descărcările electrice observate pentru aceste situații au arătat "individualizarea" de structuri electrice specifice, neconfun-

dabile, induse de apă. Au fost analizate elementele constitutive specifice unei structuri cu strimeri indusă de apă (fig. 1).

Au fost observate și evidențiate la grad de detaliu efecte electrografice speciale datorate colțurilor probelor (fig. 2).

Imaginile electrografice obținute după umezirea totală, dar de scurtă durată a rocilor au evidențiat constituirea unui "strat difuz" unde ionii absorbiți se află în număr relativ crescut (fig. 3).

Interpretarea acestui fenomen se bazează pe cunoștințele acumulate în domeniul proprietăților anormale ale apei, cu referire la structura dipolară și capacitatea de disociere în ioni în prezența radiațiilor cu lungimi de undă mai mici de 240 nm. Astfel, la contactul dintre particulele minerale și cele de apă se dezvoltă un câmp electric energetic, care orientează și atrage moleculele de apă cu polul pozitiv H spre granulele minerale. În consecință, impresiunile fotoluminescente surprind fenomene electrice ce se desfășoară predominant în acest strat difuz, caracterizat de proprietăți energetice distincte. Diferența dintre constanta dielectrică a apei și cea a granulei mineral joacă un rol esențial la formarea imaginii electrografice.

Prin modelare electrografică au fost simulate și analizate procese de infiltrație și exfiltrație ale apei în roci grezoase. Imaginile corespunzătoare relevate de testele electrografice au arătat posibilități de caracterizare calitativă a rocii din punctul de vedere al conținutului ei în apă liberă și/sau apă slab legată fizic.

Imaginile electrografice, în special cele de simulare dinamică a proceselor de infiltrație/exfiltrație, au scos în evidență tendința de ordonare și omogenizare pe care apa liberă și/sau apa slab legată fizic o induce în cadrul sistemului roca-mediul ambiant.

Este necesar ca cercetarea electrografică să fie extinsă și la alte categorii de roci, cum sunt spre exemplu, argilele.

De asemenea, se are în vedere, în extinderea investigațiilor electrografice, testarea informației petroelectrografice pe care o pot aduce/induce și alte fluide în cadrul proceselor de migrație în roci.

References

- Nicolescu, A., Svoronos, D., Nitica, C. (1996) Petroelectrography for Permeable Rocks with Applications in the Geological Domains. First Congress of the Balkan Geophysical Society, Athens, p. 400-401.
- Svoronos, D., Nicolescu, A., Nitica, C. (1996) Petroelectrography. First Congress of the Balkan Geophysical Society, Athens, p. 390-391.



CERCETĂRI GEOLOGICO-INGINEREȘTI PRIVIND ALUNECĂRILE DE TEREN DIN ZONA PRAHOVA-TELEAJEN ENGINEERING-GEOLOGICAL RESEARCHES ON THE PRAHOVA-TELEAJEN AREA LANDSLIDES

Georgeta CIOBANU, Raluca MAFTEI

Obiectul acestui studiu se încadrează într-o tematică de cercetare a fenomenelor geologico-ingineresti de pe teritoriul României care s-a inițiat la Institutul Geologic al României în anul 1992 și care se referă la identificarea principalelor zone afectate de instabilitate și a cauzelor care au generat-o.

Finalizarea acestei munci de cercetare se materializează în elaborarea hărții geologico-ingineresti, scara 1:50.000, harta alunecărilor de teren. Până acum, cercetările s-au finalizat în perimetrul Valea Oltului-Valea Teleajenului, pe porțiunea corespunzătoare Subcarpaților.

Harta prezentată în acest studiu cuprinde perimetrul Valea Prahovei-Valea Teleajenului. (fig. 1).

Pentru rezolvarea problemelor legate de dezvoltarea în plan a alunecărilor, a cauzelor care au dus la producerea acestor fenomene și a măsurilor ce trebuie luate în vederea asigurării unui grad mai mare de stabilitate a versanților, s-a efectuat cartarea geologică-inginerească privind geomorfologia zonei studiate, litologia depozitelor, delimitarea zonelor afectate de alunecări, condițiile hidrogeologice, etc.

Sinteza lucrărilor de cartare geologică-inginerească care constituie un instrument pe lângă harta cu alunecări de teren cuprinde: localizarea, vârsta geologică, descrierea litologică, descrierea alunecării, elemente geomorfologice, clasificarea alunecărilor, cauzele ce le-au produs, efectele acestora și extinderea în suprafață.

Baza geologică a hărții este preluată după hărțile geologice 1:50.000 Comarnic (M. Ștefănescu, 1976) și Slănic (M. Ștefănescu et al., 1978).

În general, formațiunile geologice implicate în desfășurarea fenomenelor de instabilitate sunt cele miocene care au o destul de mare răspândire în perimetrul cercetat.

Depozitele paleogene au cea mai mare răspândire în zonă, alcătuind unitățile structurale ale pîntenilor de Homorăciu și de Văleni. Depozitele miocene și pliocene constituie umplutura cuvetelor Slănic și Drajna și a celor externe.

Depozitele oligocene din pintelul de Văleni apar la zi sub formă de iviri restrânse și discontinue. Ele sunt

The subject of this study (which is included in the research programme of the engineering-geological phenomena in Romania, programme initiated by the Geological Institute of Romania in 1992) is to identify the main zones which are affected by the landslides and the principal causes that generate them.

The purpose of this research is materialized in the landslides engineering-geological map elaboration, 1:50,000 scale. Till now, the researches were carried out in the Olt-Teleajen Valleys area.

We will present in this study the engineering-geological map of the Prahova-Teleajen area (Fig. 1).

To solve the problems linked to the plane-development of the landslides, the causes which had determined the appearance of these phenomena and the measures which must be taken to provide the greatest slope stability, we performed the engineering-geological mapping regarding the geomorphology of the studied area, the deposits lithology, the landslides affected zones delimitation, the hydrogeological conditions, etc.

The synthesis of the engineering-geological mapping which is instrument next to the landslides map includes: location, geological age, lithological description, landslide description, geomorphological, hydrogeological and hydrological elements, landslide classification, causes which generated the landslide, landslide effects and surface extension.

The geological basis of this map is taken over from the Comarnic and Slănic geological maps, scale 1:50,000 (M. Ștefănescu, Mariana Mărunțeanu, 1976, 1978).

Generally, the geological formations which are implicated in the proceeding of the instability processes had the Miocene age, with a large spreading (extension) in this area.

The Paleogene deposits had the greatest development in this zone and formed the Homorăciu and Văleni structural subunits. The Miocene and Pliocene deposits constitute the sediments infill of the internal (Slănic and Drajna) and external sedimentary basins.

The Oligocene deposits occurred as small and discontinuous outcrops (north of Buștenari Village and



vizibile la nord de Buștenari și la Telega.

Am întâlnit, de asemenea, alunecări de teren în zona de flis intern și extern, reprezentat prin toate etajele Cretacicului și Eocenului (foarte rar).

Zona neogenă înglobează depozite caracteristice Miocenului și pliocenului: argile, marne, gresii, nisipuri, silturi argiloase, breccii, gipsuri, tufuri, conglomerate. În acest sens, sunt de amintit stratele de Cornu (miocene) peste care sunt dispuse conglomeratele de Brebu.

Formațiunile Pliocenului au extindere spre sudul perimetrului, precum și în umplutura sinclinalelor. Caracteristicile sale pelitico-psamitice sunt, de asemenea, compatibile cu fenomenele de alunecare.

În formațiunile cuaternare fenomenele de instabilitate sunt mai rar întâlnite. Ele fac obiectul, mai ales, al Pleistocenului inferior care este cutat.

Formațiunile geologice prezente în zonă au un caracter predominant pelitic, argilele și marnele întâlnindu-se cu preponderență în toată succesiunea stratigrafică. Argelele și marnele sunt foarte sensibile la eroziune, volumele de roci dislocate conducând la deteriorarea echilibrului gravitațional și, deci, la declanșarea alunecărilor.

Harta pe care o elaborăm în acest studiu (fig. 1) are scara 1:50.000 și face parte din hărțile geologico-ingineresti de situație, la scară medie. Ea intrunește informații privind: condiții geologice, structurale, tectonice, caracteristici litologice, elemente geomorfologice și, în principal, dezvoltarea proceselor fizico-geologice actuale și clasificarea lor (alunecări active, recent activate, vechi stabilizate, curgeri de noroi, rape de desprindere, etc.).

Prin compararea proprietăților fizico-mecanice, am reușit să grupăm toate formațiunile în complexe cu caracteristici geotehnice asemănătoare:

- complexul rocilor sedimentare dure
- complexul rocilor din zona de molasă (neogene)
- complexul rocilor cuaternare.

Aceste complexe litologice au fost cercetate de noi prin analize de laborator geotehnic, executate de (D. Veliciu, 1996) ISPIF pe probe tulburate și netulburate recoltate astfel încât au putut fi caracterizate din punct de vedere al granulometriei, plasticității, umidității, greutatei volumetrice, porozității, gradului de saturație, conținutului de carbonați, în special din punct de vedere al coeziunii și unghiului de frecare intern (ultimii doi parametri fiind obținuți prin forfecare directă).

Din analiza mineralogică a argilelor am putut corela aria de răspândire a montmorilonitului cu fenomenele de instabilitate de mai mare amploare.

Rocile cu proprietăți fizico-mecanice și mineralogice asemănătoare sunt determinate ca arie de răspândire în harta zonării geologice-ingineresti (fig. 2).

at Telega Village).

We have also seen landslides in the internal flysch zone (all Cretaceous levels and rarely Eocene deposits).

The Neogene zone includes Miocene and Pliocene deposits such as: clays, marls, sandstones, sands, argillaceous silts, breccia, gypsum, tuffs, conglomerates.

The Pliocene formations are present in the southern part of the area as in the deposits infill of the syncline. Their pelitico-psamitical characteristics are also compatible with the slide phenomena.

In the Quaternary formations, the instability phenomena are rarely present, belonging to the Lower Pleistocene (which is folded).

All the geological formations which are present in this area had a prevalent pelitic nature, the marls and the clays occurring in all the geological age succession. The marls and the clays are very sensitive to the gravitational equilibrium determination and therefore to the unleash of the landsliding.

The map, drawn up in this study, is 1:50.000 scale (Fig. 1) and is a part of the engineering-geological situation maps on a middle scale. It includes information regarding: geological, structural, tectonic conditions, lithology features, geomorphological elements and mainly the current physico-geological processes development and their classification: active, recent intensified, old stabilized landslides, mud flows, detachment cliffs, etc.

Comparing the physico-mechanical features, we have managed to group together all the formations into similar geotechnical characteristics complexes:

- the resistant sedimentary rocks complex
- the molasse zone rocks complex (Neogene age)
- the Quaternary rocks complex.

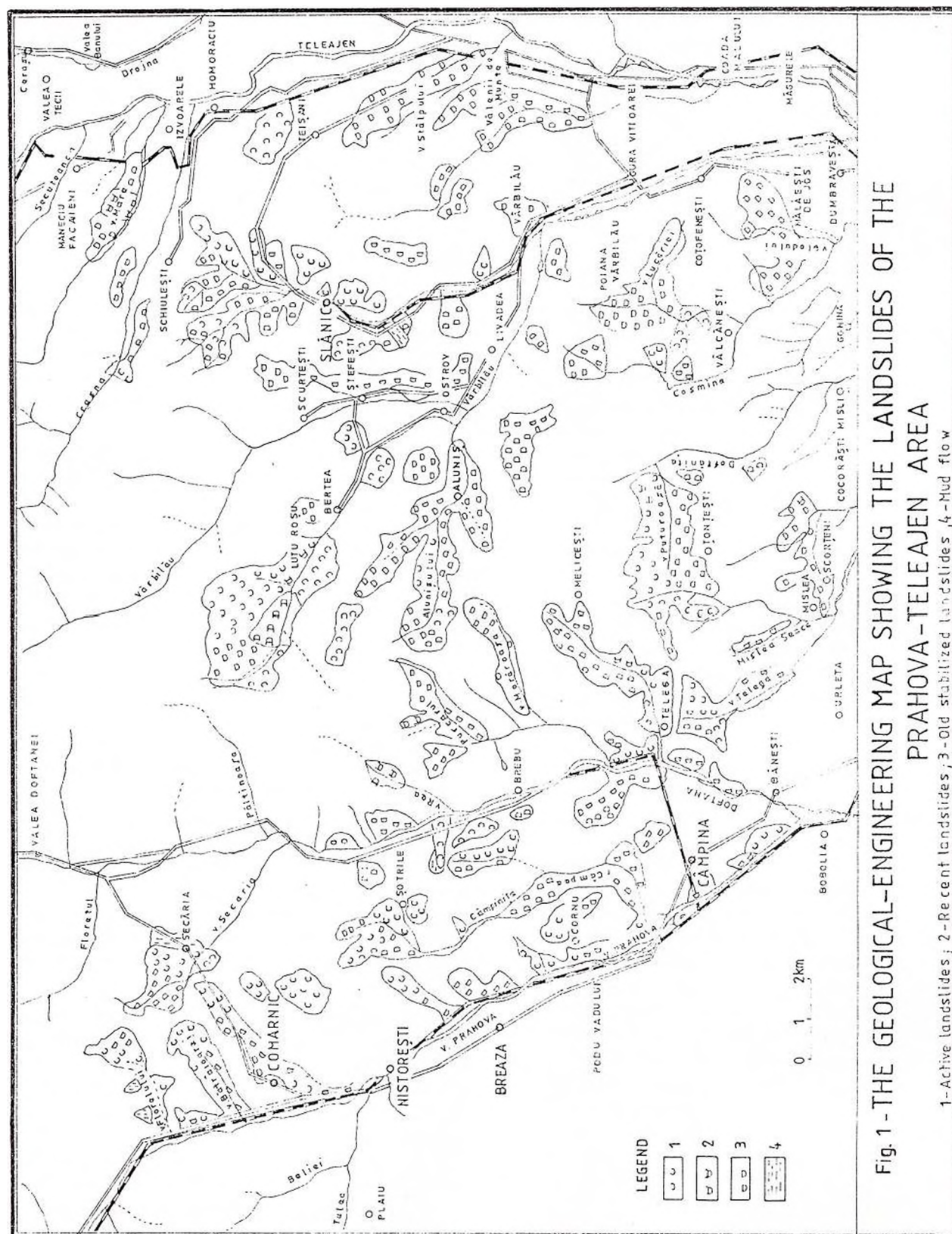
These lithological complexes have been studied by us using the geotechnical laboratory analyses (ISPIF Laboratory) on disturbed and undisturbed samples so that they could be characterized from the point of view of the granulometric aspect, plasticity, moisture, volumic weight, porosity, saturation degree, carbonic content, cohesion and friction angle (obtained by means of direct shear test).

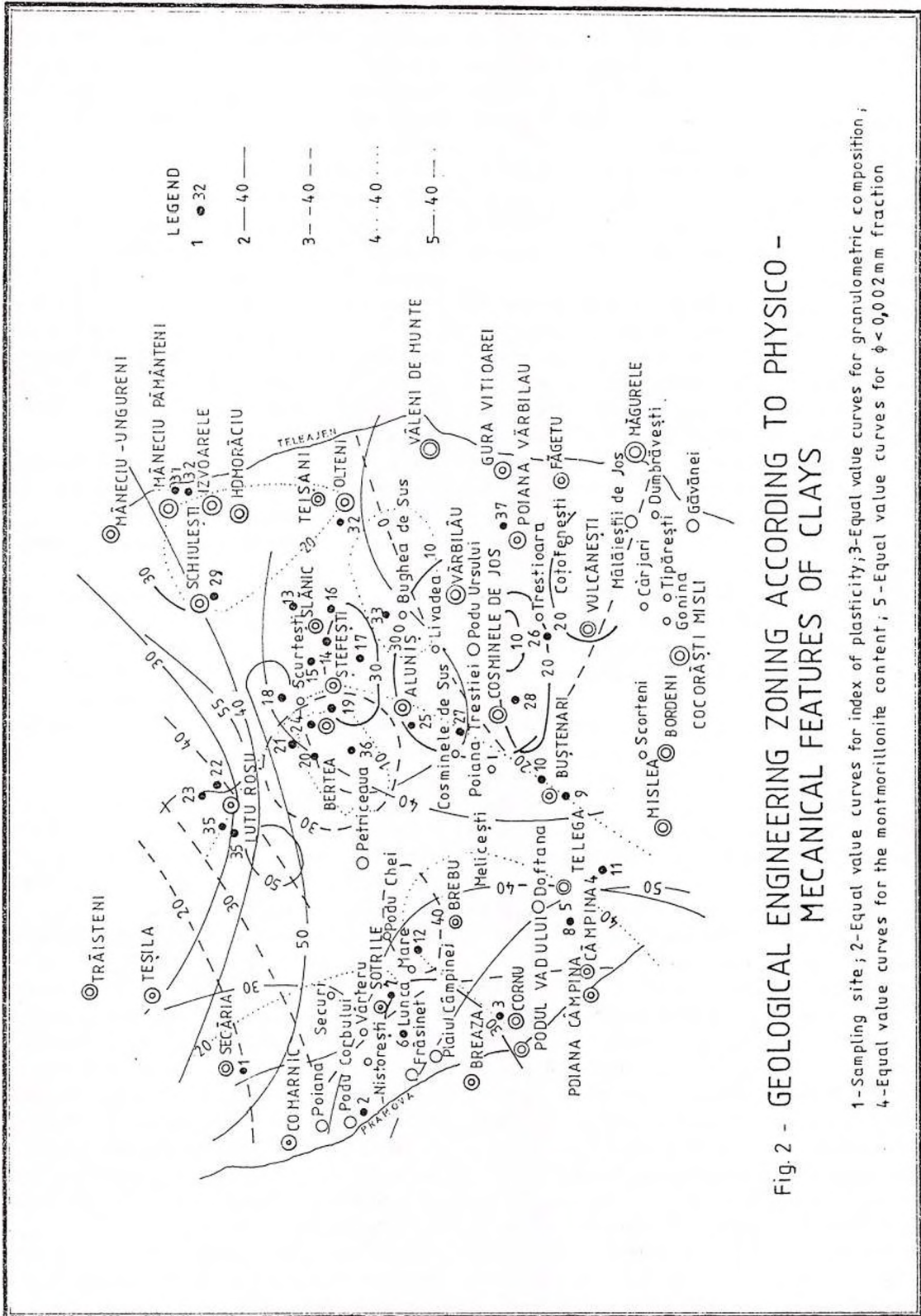
The mineralogic clays analysis helped us to correlate the montmorillonite spreading area with the ample instability phenomena.

The rocks with similar physico-mechanical features are delimited as an extent area in the engineering-geological zoning map (Fig. 2).

The laboratory analyses results interpretation helped us to establish and to confirm the causes which determined the instability phenomena appearance.

The causes of these phenomena, in the flysch area, are generally determined by water infiltration on the bed surfaces of the clays, by the intense folding of the





Interpretând rezultatele analizelor de laborator, am ajuns să stabilim și să confirmăm cauzele care au determinat apariția fenomenelor de instabilitate.

Cauzele acestor fenomene, în flis, sunt în general, determinate de infiltrarea apei pe fețele de strat ale argilelor, de cutarea intensă a depozitelor, de numeroase suprafețe de discontinuitate (unghi de frecare internă și coeziune cu valori mici).

Pentru formațiunile neogene (în principal pliocene), cauzele principale sunt determinate de gradul de alterare, circulația de infiltrație, variația nivelului apelor subterane și modificarea proprietăților fizico-mecanice în funcție de regimul de precipitații.

În sprijinul acestei afirmații, putem spune că prezența argilelor cu un indice de plasticitate foarte mare, un unghi de frecare internă mic și lipsa coeziunii, la un grad de saturație foarte mare, se întâlnesc îndeosebi în zonele cele mai afectate (Buștenari, Berteia, Lutu Roșu, Trestioara, Slănic Prahova).

În zonele Slănic Prahova și Telega am determinat prin corelarea cu proprietățile fizico-mecanice ale rocilor, o cauză principală a alunecărilor de teren, prăbușirile de deasupra golurilor subterane apărute în urma exploatarea sării.

Complexul de roci în care este cantonată sarea, denumit "formațiunea sării" este alcătuit printre altele și dintr-o brechie cu liant argilos cu proprietăți fizico-mecanice ce favorizează apariția fenomenelor de instabilitate.

Din punct de vedere al tipului fenomenelor constatăm că cea mai mare frecvență o au alunecările active (insecvente și consecvente), parțial stabilizate, fețele de desprindere și fisurile transversale în masa alunecată (Telega, Buștenari, Lutu Roșu, Plaiul Câmpina, Slănic Prahova, Sotriile) evidențiate pe hartă - fig. 1).

O frecvență mai redusă o au prăbușirile, curgerile de noroi, ravenele (valea Floreiului, valea Bătrâioarei, Gura Beliei, Sotriile-Vf. Cucuiatul).

Pentru o imagine mai completă a dezvoltării alunecărilor de teren în perimetrul studiat am elaborat grafice de frecvență în funcție de complexele litologice implicate și în funcție de vârsta geologică (fig. 3, 4). Din aceste grafice se observă o cantonare masivă a alunecărilor de teren în "formațiunea sării" de vârstă miocenă. Statistica ne confirmă concluzia pe care ne-a oferit-o și interpretarea analizelor geotehnice.

Pentru completarea informațiilor obținute de noi în urma cartării de suprafață și a analizării probelor recoltate s-a recurs la folosirea metodelor de investigare geofizică (seismică) și topografice (urmărirea deplasărilor orizontale și verticale a maselor de roci).

Acestea au îmbogățit, completat și confirmat gama caracteristicilor geomecanice ale rocilor și ale fenomenelor de instabilitate întâlnite pe teren.

deposits, by the numerous discontinuity surfaces (internal friction angle and cohesion with small values).

For the Neogene formations (mainly the Pliocene ones) the main causes are determined by the deterioration degree, the water infiltration circulation, the groundwater level variation, the physico-mechanical properties alteration depending on the precipitation regime.

To support this statement, we may say that the clays with a great plasticity index, a very small internal friction angle and the cohesion absence, with a greatest saturation degree and a great moisture are situated particularly in the most affected zones (Buștenari, Berteia, Lutu Roșu, Trestioara, Slănic Prahova).

In the Slănic Prahova and Telega areas, we determined, by correlation with the rocks physico-mechanical features, a main cause of the landslides: the rockslides above the underground voids which appear following the salt exploitation.

The rocks complex which hosts the salt, named "the salt formation", is formed, among others, of a breccia with a clayey cement with physico-mechanical features which favours the instability phenomena appearance.

From the viewpoint of the phenomena type, it results that the active partial stabilized landslides have the highest frequency (unconsistents and consistents). There are also present the detachment surfaces and cross discontinuities into the sliding mass (Telega, Buștenari, Lutu Roșu, Plaiul Câmpina, Slănic Prahova, Sotriile, all these localities being rendered on the map, Fig. 1).

The rockslides, the mud flows, the torrent beds have a low frequency (Valea Floreiului, Valea Bătrâioarei, Gura Beliei, Sotriile, Vf. Cucuiatul).

For a more complete image of the landslides development in the studied area, we have made frequency diagrams based on the involved lithological complexes and on the geological age (Fig. 3, 4).

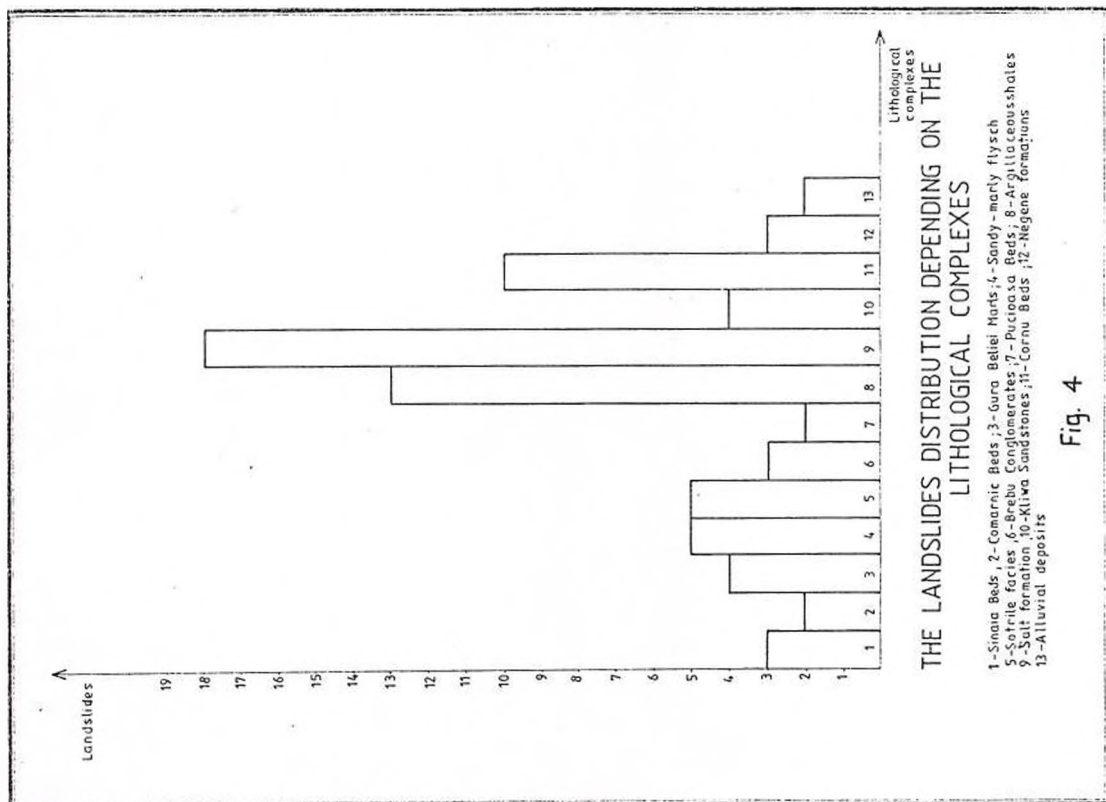
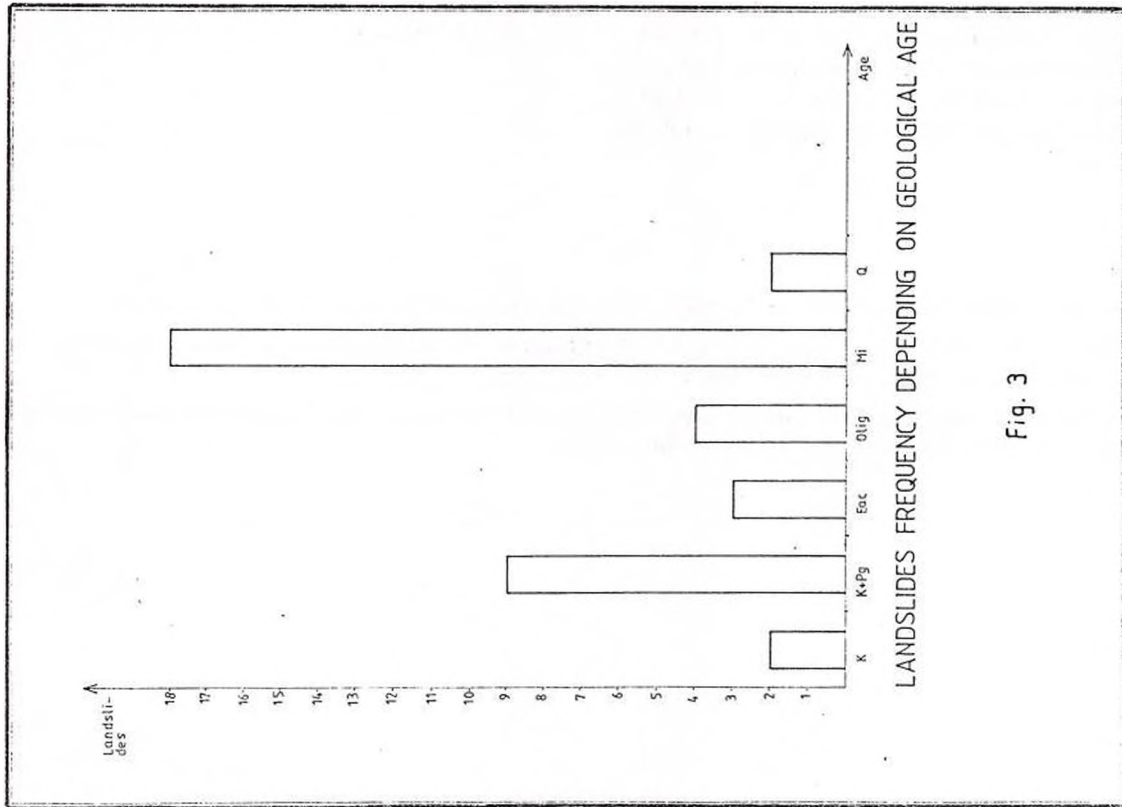
These diagrams indicate that the landslides have a high frequency into the "salt formation" (Miocene age). The statistics confirm the conclusion offered by the geotechnical analyses results interpretation.

For further information obtained as a result of the surface mapping and the samples analysis (geotechnical laboratory and RX), we have resorted to the geophysical investigation (seismic) and topography methods (following of the horizontal and vertical displacing of the rock masses).

These data have enriched, completed and confirmed the rocks geomechanic features range and the observed instability phenomena.

The map which is presented in this study is unique because it offered, first of all, unitary image of the landslides inventory situated on a big enough surface





Harta prezentată în studiul de față este unică pentru faptul că oferă în primul rând o imagine unitară a inventarierii alunecărilor de teren pe un perimetru de o suprafață destul de mare (aproximativ 650 km²), o clasificare a alunecărilor de teren, o grupare a complexelor litologice după caracteristici geotehnice asemănătoare. (approximately 650 km²), a landslides classification, a lithological complexes grouping based on the similar geotechnical features.

References

- Ștefănescu, M. (1976) Harta geologică a României scara 1:50.000, foaia Comarnic, I.G.G., București.
- , Rădan, S., Micu, M., Mărunțeanu, M., Ștefănescu, M. (1978) Harta geologică a României scara 1: 50.000, foaia Slănic, I.G.G., București.
- Veliciu, D. (1996) Studiu geotehnic privind alunecările de teren din zona Subcarpaților Munteniei (Depresiunea Getică), C 10229/96, I.S.P.I.F., Arhiva I.G.R., București.



LITOTECA NAȚIONALĂ. STUDIU PENTRU COMPLETAREA ȘI SISTEMATIZAREA COLECȚIILOR THE NATIONAL DRILL CORE SHED. THE STUDY FOR COMPLETION AND SYSTEMATIZATION OF THE COLLECTION

Ioan PETCU, Mihai ICHIM

Câteva date privind Litoteca Națională

Incinta care adăpostește materialul științific, este situat în Șos. Chitilei nr 58, sector 1, București și are o suprafață utilă pentru conservare de aproximativ 1500 m². Materialul provenit din foraje este conservat în 18 dulapuri (tronsoane metalice) cu sertare de 1m lungime (fiecare tronson conține între 2800 și 3600 sertare). În total litoteca dispune de 55 840 sertare metalice. Secvențele de foraj ce aparțin celor aproape 1 000 locații sunt sistematizate, în spațiul de conservare, pe unități ge structurale.

De la înființarea litotecii s-au efectuat de către specialiștii litotecii și ai IGR diverse studii în vederea punerii în valoare a materialului științific. Aceste studii și cercetări s-au referit la constituirea Litotecii Naționale, la informatizarea acesteia, la realizarea unor studii complexe efectuate pe diferite foraje conservate. Dintre acestea amintim constituirea Atlasului litotecii, Catalogele profilelor litologice tip ale formațiunilor geologice, Banca de date a litotecii și diferite cercetări efectuate de specialiști paleontologi-micropaleontologi, în vederea cunoașterii în detaliu a problemelor ridicate de atribuirea vârstei stratelor traversate de foraje probate.

Banca de date a Litotecii Naționale

Drumul parcurs până în prezent în constituirea băncii de date a Litotecii a urmărit cu deosebire, în afara culegerii datelor, identificarea și analiza obiectivelor și conținutului etapelor de rezolvare a problemelor cu calculatorul, s-a definit astfel structura fișierelor de date și organizarea informațiilor în baze de date, cu structuri ierarhice, de tip rețea menite să respecte două cerințe esențiale: un acces rapid la informație și ordonarea datelor pe criterii geologice. Astfel, fișierele constituite reprezintă părți componente ale programului informatic al litotecii.

Banca de date este constituită dintr-o serie de fișiere ce conțin informații cu caracter general (amplasarea administrativă, geografică, topografică, geologică, obiectivul forajului, documentația în care pot fi regăsite date despre foraj, precum și unitatea ge structurală căreia îi aparțin formațiunile traversate), cu

Some information about the National Drill Core Shed

The premises which to give shelter to the scientific material are situated in the 58 Chitila Street, sector 1, Bucharest and the useful surface for preservation is of about 1500 sq. m. The material obtain by drillings is preserved in 18 sideboards groups with drawers for 1 m in length (each group contains between 2800 and 3600 siderboards). The whole National Drill Core Shed contains 55,840 metallic sideboards. The drill cores belong to approximately 1,000 localities and are systematized on space for preserving on ge structurale units.

Since the foundation of the drill core shed the specialists both from the Geological Survey of Romania effectuated diverse studies with a view to putting the scientific material to good account. These studies referred to the constitution of the drill core shed, its computerization as well as to the complex investigations on the drill cores preserved. Among them it is to note ATLAS of Drill Core Shed, the CATALOGUE of the lithologic profiles of the geological formations, the Data Bank Core Shed and other researches carried out by paleontologists and micropaleontologists with a view to know in details all the problems of the age determination of the beds intercepted by drillings.

Data Bank of the National Drill Core Shed

The formation of the data bank of the drill core shed was meant to gather data, to identify and analyse the objectives and the content of the stages of solving the problems with the computer; thus, the structure of the card index was defined and the information was organized in data banks with hierarchial structures of the net type meant to answer two essential demands: a quick access to information and to keep the data in order on geological criteria. Thus, the constituted card indexes represent components of the computerization programmes of the drill core shed.

The data bank is constituted of card indexes which contain general information (administrative, geographical, topographycal and geological, the objective of the drilling, the documentation including data on the drilling, as well as the ge structural unit including



caracter specific (litologie, vârsta, unitatea litostratigrafică) sau informații ce se referă la analizele efectuate pe secvențele de foraj conservate și chiar rezultatul acestora.

Studiul de etapă pe anul 1997 pentru constituirea băncii de date a Litotecii cuprinde următoarele:

- Fișierul ANALIZE (continuare a etapei anterioare) care gestionează și prelucrează datele privind analizele efectuate pe probe din foraje conservate în Litotecă, aparținând majorității unităților ge structurale. Volumul total al informațiilor, cuprinse în acest fișier depășește cifra de 150 000. În studiul de față, ca și în cel din 1996, aceste informații sunt prezentate sub forma unor tabele selectate pe foraje pentru a fi mai ușor de urmărit. În aceste tabele sunt cuprinse informații ce aparțin celor 63 foraje nominalizate în titlul fiecărei pagini.

- Fișierul PALEO al cărui conținut a fost prezentat și în raportul de etapă din 1996, printr-un exemplu, cu precizarea că informațiile cuprinse în aceste fișiere specializate pot fi consultate numai la sediul litotecii datorită volumului foarte mare de informații.

- Fișierul specializat ALCHEM, conținutul căruia este ilustrat printr-un exemplu, în care sunt stocate informații ce se referă la rezultatul analizelor chimice, mineralogice, spectrografice etc. Exemplul inserat, în raportul de etapă (1997), se referă la forajul F. 69806 Mihai Bravu. Aceste fișiere specializate al căror conținut se referă la rezultatul analizelor respective, le socotim foarte utile în sensul că oferă specialiștilor interesați, informații de detaliu pentru materialul conservat.

- Date privind petrografia, încadrarea ge structurală și metalogenia coloanelor de carote foraj din Munții Apuseni și Carpații Meridionali, conservate în litotecă.

- Date privind geochimia piritelor și zonelor de alterare hidrotermală din forajele Dl. Mare și F52, F53 Căzănești.

- Sistemizarea și conservarea celor 7 foraje achiziționate în anul 1997; 4 foraje de la Vălenii de Munte, un foraj de la Măneciu Ungureni și două foraje de la Trimpoiele (sect. Zlatna).

La această dată Litoteca națională poate oferi specialiștilor material fizic pentru cercetare și o gamă variată de informații privind secvențele de foraj conservate.

the formations crossed by drillings), specific information (lithology, age, lithostratigraphical unit) or data on the analyses effectuated on drilling parts preserved and even the results of these analyses.

The study for the year 1977 for the foundation of the data bank of the drill core shed includes:

- The card index ANALISE (continuation of the previous stage) which processes the data of the analyses carried out on drill cores preserved in the drill core which belong to most of the ge structural units. The whole volume of information contained in this card index exceeds 150,000. In the present study as well as in that from 1996 the information is presented as tables selected on drillings in order to be easier to follow them. These tables include information referring to the 63 drillings nominalized in the title of each page.

- The card index PALEO, whose content was also presented in the report of 1996, includes information contained in special card indexes that can be consulted only in the drill core shed because of the large volume of data.

- The card index ANCHIM includes data on the results of the chemical, mineralogical, spectrographic analyses. The example presented in the report of 1997 is referring to the drilling F 69806 Mihai Bravu. This special card index which contains the result of these analyses is very important for the researchers because they offer detailed information on the preserved material.

- Data on petrography, ge structural setting and metallogeny of the drill core columns from the Apuseni Mountains and the South Carpathians, preserved in the drill core shed.

- Data on the geochemistry of pyrites and of the hydrothermal alteration zones in the Dealul Mare and F52, F53 Căzănești drillings.

- Systematization and preservation of 7 drill cores obtained in 1997: 4 drill cores from Vălenii de Munte, 1 drill core from Măneciu Ungureni, 2 drill cores from Trimpoiele (Zlatna).



THE SPECIALISTS FROM G.I.R. IN 1998

FIELDS OF INTEREST

AIOANEI, Victor – SCT G, PLS A.
 ALEXE, Elena – GCH, GA MD, SP.
 ANASTASE, Șerban – GCH, NUC G, GA MD, INAA.
 ANDĂR, Petre (Dr.) – GCH, ENV GCH, GCHL MP, MAT G, DB.
 ANDREESCU, Ion – PAL, STR, TT, MOLL, SEQ STR, MGSTR, CO D G.
 ANDREESCU, Raluca – GCH, ENV GCH, GA MD, SP.
 ANDREI, Costin – GPH, PPH.
 ANDREI, Justin – GPH, GV, PPH.
 ANTONESCU, Emanuel – PALB, STR, MZ, PG, PALIN.
 ASIMOPOLOS, Laurențiu – GPH, GEL.
 ATANASIU, Ligia – GPH, GV, GMG.
 AVRAM, Emil (Dr.) – PAL, STR, JR, CR, AMM, TIN.
 BĂCEANU, Ioan – STR, NG, SED B M.
 BĂDESCU, Doru – STR, CR, PG, SED B M.
 BALTREȘ, Albert (Dr.) – STR, MZ, CA F SEDL, ARCHG.
 BERINDEI, Florența – GPH, GTH.
 BERZA, Tudor (Dr.) – MAG P, MET P, SCT G.
 BEȘUȚIU, Lucian (Dr.) – GPH, GMG, GV, DB.
 BINDEA, Gabriel (Dr.) – M, MET P, MAG P.
 BORCOȘ, Mircea (Dr.) – ML, MAG P, EC G.
 BORDEA, Sever (Dr.) – STR, MZ, SED P, BX D G, SCT G.
 BUNESCU, Dorin – GPH, GDS.
 CIOBANU, Georgeta – E G.
 CIUCĂ, Vasile – GPH, GEL.
 CIULAVU, Magda – M, CL MIN.
 COCIUBA, Ion – STR, MZ, SED P.
 COJOCARIU, Dan George – MIN PR.
 CONOVICI, Mihai – MET P, SCT P, SCT G.
 CONSTANTIN, Paul – STR, PAL, PG, PIS, RM S.
 COSTEA, Constantin – EL MS.
 CRĂCIUN, Petre – HG, TH W, GW M.
 CRISTEA, Corina – XR A.
 CRISTEA, Paul – GPH, SMT.
 CUCU, Gabriela – GPH, GMG.
 DEMETRESCU, Emanuel (Dr.) – PALB, STR, NG, PALIN, O MSEDL.
 DIACONIȚĂ, Dorina – CO DG, CO P.
 DIMITRESCU, Mihaela (Dr.) – MET P, SCT G.
 DINULESCU, Carmen – CO DG, CO GCH.
 DOBRESCU, Anca – MAG P.
 DRĂGOI, Carmen Amalia – MIN PR.
 DRĂGOI, Diana Nicoleta – GPH, GV, PPH.
 DUMITRESCU, Roxana (Dr.) – MAG P.
 DUMITRICĂ, Cristina – GPH, GEL, RMS.
 ENCIU, Petru – HSTR.
 ENE, Ion – Dănălache – MIN PR.
 FLORIA, Nelu – MIN PR.
 FURNICĂ, Cornelia – GPH, GEL.
 GĂBUDEANU, Bogdan – ML, EC G.
 GAFTOI, Filofteia – GCH, GA MD, SP, ST IS.
 GHEORGHE, Viorica – GCH, ENV GCH, GA MD, SP.
 GHEUCĂ, Ion – LSTR, MET F, SCT G.
 GRIGORE, Dan – PAL, STR, TR, AMM.



GRIGORESCU, Gheorghita - CO P, HG.
 GRIGORESCU, Ștefan - HG, GW M, GW PL.
 HADNAGY, Arpad (Dr.) - SEDL, HV MIN.
 HAROSA, Sever - EC G.
 HÂRTOPANU, Ion (Dr.) - MET P, SCT G.
 HÂRTOPANU, Paulina - M, MN MIN.
 IAMANDEI, Eugenia - PALB, TT, XL.
 IAMANDEI, Stănilă - PALB, TT, XL.
 IANCU, Viorica - MET P.
 ICHIM, Adina - MUS, P.
 ICHIM, Mihai - MUS, P, ORE D.
 ILINCA, Aurora - MUS, M.
 ILINCA, Gheorghe - M, SPH, SPHS.
 IOANE, Dumitru (Dr.) - GPH, GV, GMG, DB.
 ION, Daniel - APP M.
 ION, Jana (Dr.) - PAL, STR, CR, FOR.
 IVANOV, Ana - GPH, GEL.
 LUPU, Marcel (Dr.) - STR, MZ, SCT G.
 MACALEȚ, Rodica (Dr.) - PAL, STR, NG, MOLL.
 MAFTEI, Raluca - E G.
 MANEA, Gina - GPH, GMG.
 MANJ, Valeriu - GPH, SMT.
 MANTEA, Gheorghe (Dr.) - STR, MZ, SED P, BX D G, SCT G.
 MARINCEA, Ștefan (Dr.) - M, BO.
 MARINESCU, Bogdan - MUS, PAL.
 MĂRUNȚEANU, Mariana (Dr.) - STR, PAL, NG, NPL.
 MĂRUNȚIU, Marcel (Dr.) - MAG P, MET P, OPH, GCH.
 MATEESCU, Gheorghe - GPH, GMG.
 MELINTE, Mihaela (Dr.) - PAL, STR, MZ, PG, NPL.
 MIHĂILESCU, Nicolae - SEDL, HGCH.
 MILU, Viorica - MAG P, HTH AL, ORE D, PO CP.
 MOGOȘ, Elena - HG, HGCH.
 MOSONYI, Emilia - MET P, SCT G.
 MUNTEANU, Emilia - BSTR, HSTR.
 MUNTEANU, Marian (Dr.) - MET P, ORE D, SCT G.
 MUNTEANU, Tudor - STR, QT, HSTR.
 MUREȘAN, Mircea (Dr.) - MET P, ORE D.
 NEAGOE, Maria - GPH, DB.
 NEDELICU, Liviu - ML, ORE D, MET P, SCT G.
 NEGULESCU, Elena - MAG P.
 NICOLAE, Ionel (Dr.) - MAG P, OPH.
 NICOLESCU, Adrian - GPH, GV, BGPH.
 NICOLESCU, Radu - GCH, ENV GCH, GA MD, SP.
 NICULIN, Maria - GPH, GTH.
 NISTOR, Horia - GPH, GEL.
 NIȚICĂ, Constantin - GPH, GEL, RMS.
 NIȚOI, Eugenia - MAG P.
 OLTEANU, Radu (Dr.) - PAL, STR, OST, TT.
 PANAIT, Cristian - HG, HGCH.
 PAPAIANOPOL, Ion (Dr.) - PAL, STR, NG, MOLL.
 PAPP, Delia - IS GCH.
 PESTREA, Simona - PAL, STR, NG, SI MF.
 PETCU, Ion - MUS, ORE D.
 PETRACHE, Cristina - STR, PG, NG, SEDL, SED B M.
 PINTEA, Ion (Dr.) - M, FL INCL.



PISCUPESCU, Gabriel – GPH, GEL.
 POP, Grigore (Dr.) – STR, PAL, MZ, TIN, SED P.
 POP, Liviu – GPH, NUC GPH, RD.
 POPESCU, Gheorghe (Dr.) – PAL, STR, TT, FOR.
 POPESCU, Ioan – MET P, MAG P, ML, RM S.
 RĂDAN, Maria – GPH, PPH, PMG.
 RĂDAN, Sorin - Corneliu – GPH, PPH, PMG.
 RICMAN, Călin – MET P, SCT G.
 ROBU, Lucia – M, GCH.
 ROBU, Nicolae – M, GCH.
 ROMANESCU, Dragomir (Dr.) – GPH, PPH.
 ROȘCA, Vlad (Dr.) – GPH, GV, GMG, TPH.
 ROȘU, Emilian – MAG P, GCH, ML.
 RUSSO - SĂNDULESCU, Doina – MUS, MAG P.
 RUSU, Anatol (Dr.) – STR, PAL, PG, MOLL.
 RUSU, Constantin – MIN PR.
 RUSU, Emil – GPH, GEL.
 SĂBĂU, Gavril – MET P, M.
 SĂNDULESCU, Mircea (Acad. Dr.) – STR, MZ, TT, SCT G.
 SAVU, Călin – CO DG, SEQ STR, E G.
 SEGHEDI, Antoneta – MAG P, MET P, SEDL, SCT G.
 SEGHEDI, Ioan (Dr.) – VOL P, VOLG.
 SOARE, Andrei – GPH, GMG, DB.
 SPÂNOCHE, Sever – GPH, SMT.
 STAN, Nicolae (Dr.) – MAG P, GRD.
 STAN, Rodica – SCT P.
 STANCHIEVICI, Bogdan – GPH, SMT.
 STĂNICA, Dumitru (Dr.) – GPH, GEL.
 STĂNICA, Maria – GPH, GEL.
 STĂNOIU, Ion – STR, PZ, MZ, CO D G, SCT G.
 ȘTEFAN, Avram (Dr.) – MAG P.
 STELEA, Gabriela – M, IR SP.
 STELEA, Ion – MET P, SCT G.
 STOIAN, Maria – GCH, NUC G, GA MD, INAA.
 STRUTINSKI, Carol (Dr.) – MET P, SCT P, SCT G.
 SVORONOS, Dan – GPH, GEL, BGPH.
 SZACACS, Alexandru – VOLG, VOL P.
 TATU, Mihai (Dr.) – MAG P, GR.
 TELEMAN, Ciprian – MAG P.
 ȚICLEANU, Mircea – SEQ STR, SCT G.
 TIEPAC, Ioan – GCH, NUC G, GA MD, INAA.
 TUDOR, George (Dr.) – DB, MET P.
 UDUBAȘA, Gheorghe (Dr.) – ORE D, M.
 URECHE, Ionel – MAG P.
 USCĂTESCU, Anca – GCH, ENV GCH, GA MD, SP.
 VAIDA, Marioara – PAL, STR.
 VĂJDEA, Vasile – GPH, GEL, RMS.
 VÎJDEA, Anca - Marina GPH, RMS, MAT G.
 VANGHELIE, Iulian – XR A.
 VELICIU, Șerban (Dr.) – GPH, GTH.
 VODĂ, Alexandru (Dr.) – MET P, ORE D, SCT G.
 WANKE, Franz – PAL, OST, TT.



ABBREVIATIONS

ACR	Acritarch
AMM	Ammonitina
APP M	applied mineralogy
ARCHG	archaeogeology
BGPH	biogeophysics
BO	borates
BSTR	biostratigraphy
BX D G	bauxite deposits geology
CA F SEDL	carbonatic formations sedimentology
CHIT	Chitinozoars
CL MIN	clay minerals
CO D G	coal deposits geology
CO GCH	coal geochemistry
CO P	coal petrology
CR	Cretaceous
DB	databases
E G	engineering geology
EC G	economic geology
EL MS	electron microscopy
ENV GCH	environmental geochemistry
FL IN	fluid inclusions
FOR	Foraminifera
GA MD	geoanalytical methods
GCH	geochemistry
GCHL MP	geochemical mapping
GDS	geodesy
GEL	geoelectricity
GMG	geomagnetics
GPH	geophysics
GR	granites
GRD	granitoides
GTH	geothermics
GV	gravity
GW M	groundwater modelling
GW PL	groundwater pollution
HG	hydrogeology
HGCH	hydrogeochemistry
HSTR	hydrostratigraphy
HTH AL	hydrothermal alteration
HV MIN	heavy minerals
INNA	instrumental neutron activation analysis
IR SP	IR spectroscopy
IS GCH	isotopes geochemistry
JR	Jurassic
LSTR	lithostratigraphy
M	mineralogy
MAT G	mathematical geology
MAG P	magmatic petrology
MET F	metamorphic formations



MET P	metamorphic petrology
MGSTR	magnetostratigraphy
MIN PR	mineral processing
ML	metallogeny
MN MIN	manganese minerals
MOLL	Mollusca
MUS	museology
MZ	Mesozoic
NG	Neogene
NPL	Nannoplankton
NUC G	nuclear geology
NUC GPH	nuclear geophysics
O MSEDL	organic microsedimentology
OPH	ophiolites
ORE D	ore deposits
OST	Ostracoda
P	petrology
PAL	paleontology
PALB	paleobotany
PALIN	Palinomorphs
PC	Precambrian
PIS	Pisces
PLS A	paleostress analysis
PMG	paleomagnetism
PO CP	porphyry copper
PPH	petrophysics
PZ	Paleozoic
QT	Quaternary
RD	radiometry
RM S	remote sensing
SCT G	structural geology
SCT P	structural petrology
SED B M	sedimentary basin modelling
SED P	sedimentary petrology
SEDL	sedimentology
SEQ STR	sequential stratigraphy
SI MF	siliceous microfossils
SMT	seismometry
SP	spectrometry
SPH	sulphides
SPHS	sulphosalts
ST IS	stable isotopes
STR	stratigraphy
TH W	thermal waters
TIN	Tintinnids
TPH	tectonophysics
TT	Tertiary
VOL P	petrology of volcanic rocks
VOLG	volcanology
XL	xylology
XR A	X-ray analysis



INDEX OF AUTHORS

A

Aioanei, V. 21
Alexandrescu, D. 135
Alexe, V. 45, 47, 49
Anastase, Ș. 200
Andăr, P. 185
Andreescu, R. 185
Antonescu, E. 56, 91, 96, 101
Asimopolos, L. 252
Atanasiu, L. 263, 271
Avram, E. 56
Axente, V. 154

B

Balintoni, I. 141
Bădescu, D. 6
Berindei, F. 236
Bindea, G. 152, 154
Bordea, S. 11
Boștinescu, S. 127

C

Ciobanu, G. 320
Ciucă, V. 306
Ciulavu, M. 15, 200
Costea, C. 118, 179, 200
Crăciun, P. 29
Cristea, C. 49
Cristea, P. 292
Cucu, G. 205

D

Dimitrescu, M. 182
Dinică, I. 172
Dobrescu, A. 187
Drăgoi, D. 277
Dumitrescu, C. 205

E

Enciu, M. 15
Enciu, P. 15, 27

F

Furnică, C. 242

G

Georgescu, A. 232
Grigore, D. 56, 81
Gheauș, M. 185
Gheorghe, V. 185
Gheuca, I. 159

H

Hadnagy, A. 15
Hărtopanu, I. 176
Hărtopanu, P. 53, 176
Hodorcă, N. 297

I

Iamandei, E. 200
Iamandei, S. 127, 200
Iancu, V. 139, 154
Ichim, M. 327
Ilinca, A. 120
Ilinca, Gh. 49
Ioane, D. 271, 277
Ion, J. 91, 96, 101
Ivanov, A. 252

L

Ledru, C. 154
Llop, C. 154

M

Macalet, R. 60, 108
Maștei, R. 320
Maluski, H. 154
Mantea, Gh. 11
Manea, G. 211
Marincea, Șt. 49, 123
Marinescu, Al. 283, 310
Marinescu, B. 67
Marinescu, Fl. 60
Mateescu, Gh. 205
Mărunțeanu, M. 87, 108
Melinte, M. C. 56, 91, 96, 101
Milu, V. 127
Mogoș, E. 29
Mosonyi, E. 148, 156
Munteanu, E. 36, 40, 113
Munteanu, M. 123, 196
Munteanu, M.-T. 36, 40, 113



N

Nedelcu, L. 127, 200
 Nedelcu-Ion, C. 232
 Nicolescu, A. 247, 315
 Nicolescu, R. 185
 Nistor, H. 252, 259
 Nițică, C-tin. 283, 310, 315
 Nițoi, E. 49, 123

O

Olteanu, R. 70, 108

P

Panait, C. 29
 Papaianopol, I. 60, 108
 Papp, D. 156, 236
 Papp, D. C. 192
 Paraschivoiu, V. 127
 Pestrea, S. 108
 Petcu, I. 327
 Pop, Gr. 76
 Popa, M. 56
 Popescu, I. 283, 310
 Popescu, Gh. 15, 108

R

Rădan, M. 215
 Rădan, S. C. 215
 Robu, I. N. 43, 45, 47
 Robu, L. 43, 45, 47, 200
 Rogobete, M. 263, 271
 Romanescu, D. 232
 Rosin, V. 208, 232
 Roșca, V. 263
 Roșca, Vl. 297
 Roșu, E. 127, 179, 200
 Russo-Săndulescu, D. 120
 Rusu, A. 1

S

Săbău, G. 162
 Scurtu, F. 135, 302
 Seghedi, I. 118
 Soare, A. 205, 208, 211
 Spânoche, S. 263
 Stan, N. 297
 Stan, R. 141
 Stanchievici, B. 263
 Stănică, D. 252
 Stănică, M. 252
 Stelea, G. 45, 49
 Stelea, I. 168
 Stoian, M. 47, 120
 Strutinski, C. 148, 156
 Svoronos, D. 315
 Szakacs, A. 118
 Szasz, L. 91, 96, 101

Ș

Ștefan, A. 127, 200
 Ștefleă, V. 205, 208

T

Tiepac, I. 297

U

Udrescu, C. 200
 Udubașa, G. 127
 Ureche, I. 236

V

Vanghelie, D. 45, 200
 Văjdea, V. 283, 310
 Veliciu, Ș. 236
 Visarion, C. 259
 Vijdea, A.-M. 283, 310
 Vodă, Al. 179, 196

Z

Zamfir, A. 236



INSTRUCȚIUNI PENTRU AUTORI

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI publică raportul de activitate anual și lucrări de sinteză.

Vor fi acceptate numai lucrările care prezintă concis și clar informații noi. Manuscrisul va fi supus lecturii critice a unuia sau mai multor specialiști; după a doua revizie nesatisfăcătoare din partea autorilor va fi respins definitiv și nu va fi înapoiat.

Manuscrisele trebuie prezentate, de regulă, în engleză sau franceză; cele prezentate în limba română trebuie să fie însoțite de un rezumat, în engleză sau franceză, de maximum 10 % din volumul manuscrisului.

Lucrările trebuie depuse, pe disketă și text pe hârtie în două exemplare, la secretariatul Comitetului de redacție, inclusiv ilustrațiile în original. Manuscrisul trebuie să cuprindă: textul (cu o pagină de titlu, care este și prima pagină a lucrării), bibliografie, cuvinte cheie, abstract, ilustrații, explicații ale figurilor și planșelor, și un sumar cu scop tehnic.

Se va adăuga o filă separată cu un colontitlu de maximum 60 semne și un sumar, în care se va indica ierarhia titlurilor din text în clasificarea zecimală (1: 1.1; 1.1.1), care nu trebuie să depășească patru categorii.

Textul va fi prelatat pe disketă, format ASCII și două copii pe hârtie, cu un spațiu liber de 3 cm în partea stângă a paginii și nu trebuie să depășească 10 pagini (inclusiv bibliografia și figurile).

Prima pagină a textului va cuprinde: a) titlul lucrării (concis, dar informativ), cu un spațiu de 8 cm deasupra; b) numele întreg al autorului (autorilor); c) instituția (instituțiile) și adresa (adresele) pentru fiecare autor sau grup de autori; d) text.

Notele de subsol se vor numerota consecutiv.

Citările din text trebuie să includă numele autorului și anul publicării. Exemplu: Ionescu (1970) sau (Ionescu, 1970). Pentru doi autori: Ionescu, Popescu (1969) sau (Ionescu, Popescu, 1969). Pentru mai mult de doi autori: Ionescu et al. (1980) sau (Ionescu et al., 1980). Pentru lucrările care se află sub tipar, anul publicării va fi înlocuit cu "in press". Lucrările nepublicate și rapoartele vor fi citate în text ca și cele publicate.

Abstractul, maximum 20 rânduri (pe filă separată), trebuie să fie în limba engleză și să prezinte pe scurt principalele rezultate și concluzii (nu o simplă listă cu subiecte abordate).

Cuvintele cheie (maximum 10) trebuie să fie în limba engleză sau franceză, corespunzător limbii în care este lucrarea (sau abstractul, dacă textul este în română), prezentate în succesiune de la general la specific și dactilografiate pe pagina cu abstractul.

Bibliografia se prezintă în ordine alfabetică și cronologică pentru autorii cu mai mult de o lucrare. Abrevierile titlului jurnalului sau ale editurii trebuie să fie conforme cu recomandările respectivei publicații sau cu standardele internaționale.

Exemple:

a) jurnale:

Giușcă, D. (1952) Contributions à l'étude cristallographique des niobates. *An. Com. Geol.*, XXIII, p. 259-268, București.

—, Pavelescu, L. (1954) Contribuții la studiul mineralogic al zăcămintului de la Mușca. *Comm. Acad. Rom.*, IV, 11-12, p. 658-991, București.

b) publicații speciale:

Strand, T. (1972) The Norwegian Caledonides. p. 1-20. In: Kulling, O., Strand, T. (eds.) *Scandinavian Caledonides*, 560 p., Interscience Publishers.

c) cărți:

Bălan, M. (1976) Zăcămintele manganifere de la Iacobenii. *Ed. Acad. Rom.*, 132 p., București.

d) hărți:

Ionescu, I., Popescu, P., Georgescu, G. (1990) Geological Map of Romania, scale 1:50,000, sheet Cîmpulung. *Inst. Geol. Geofiz.*, București.

e) lucrări nepublicate sau rapoarte:

Dumitrescu, D., Ionescu, I., Moldoveanu, M. (1987) *Report. Arch. I.G.R.*, București.

Lucrările sau cărțile publicate în rusă, bulgară, sârbă etc. trebuie menționate în bibliografie transliterând numele și titlurile. Exemplu:

Krasheninnikov, V. A., Basov, I. A. (1968) *Stratigrafiya kainozoiă*. Trudy GIN, 410, 208 p., Nauka, Moscow.

Ilustrațiile (figuri și planșe) trebuie numerotate și prezentate în original, pe coli separate (hîrtie de calc), bune pentru reproduc. Dimensiunea liniilor, a literelor și a simbolurilor pe figuri trebuie să fie suficient de mare pentru a putea fi citite cu ușurință după ce au fost reduse. Dimensiunea originalului nu trebuie să depășească suprafața tipografică a paginii: lățimea coloanei 8 cm, lățimea paginii 16,5 cm, lungimea paginii 23 cm, pentru figuri, iar pentru planșele liniare nu trebuie să depășească dimensiunile unei pagini simple (16,5/23 cm) sau duble (23/33 cm) și trebuie să fie autoexplicativă (să includă titlul, autori, explicație etc.). Scară grafică obligatorie.

Ilustrațiile fotografice (numai alb-negru) trebuie să fie clare, cu contrast bun și grupate pe planșe de 16/23 cm. În cadrul fiecărei planșe numărătoarea fotografiilor se repetă (de. ex. Pl. I, fig. 1, Pl. II, fig. 1).

Tabelele vor fi numerotate și vor avea un titlu. Dimensiunea originală a tabelelor trebuie să corespundă dimensiunilor tipografice menționate mai sus (8/16,5 sau 16,5/23).

Autorii vor primi un singur set de corectură, pe care trebuie să-l înapoieze, cu corecturile corespunzătoare, după 10 zile de la primire. Numai greșelile de tipar trebuie corectate; nu sînt acceptate modificări.

Autorii vor primi gratuit 30 de extrase pentru fiecare lucrare.

Comitetul de redacție



INSTRUCTIONS TO AUTHORS

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI publishes the annual activity report and review papers.

Only papers presenting concisely and clearly new information will be accepted. The manuscript will be submitted for critical lecture to one or several advisers. Papers will be definitely rejected after a second unsatisfactory revision by the authors. The manuscripts will not be returned to the authors even if rejected.

Manuscripts are preferred in English or French. Manuscripts submitted in Romanian will be accompanied by an abstract in English or French (maximum 10 per cent of the manuscript volume).

Papers should be submitted on diskette and typed text in duplicate to the secretary of the Editorial Board, including the reproduction ready original figures. The manuscript should comprise: text (with a title page which is the first page of it), references, key words, abstract, illustrations, captions and a summary for technical purposes.

Author(s) should add a separate sheet with a short title (colontitle) of maximum 60 strokes and a summary indicating the hierarchy of headings from the text listed in decimal classification (1; 1.1; 1.1.1) but not exceeding four categories.

Text should be on diskette, format ASCII and 2 copies, holding an empty place of 3 cm on the left side of the page. The text cannot exceed 10 typewritten pages (including references and figures).

Front page (first page of the text) should comprise: a) title of the paper (concise but informative) with an empty space of 8 cm above it; b) full name(s) of the author(s); c) institution(s) and address(es) for each author or group of authors; d) text.

Footnotes should be numbered consecutively.

Citations in the text should include the name of the author and the publication year. Example: Ionescu (1970) or (Ionescu, 1970). For two authors: Ionescu, Popescu (1969) or (Ionescu, Popescu, 1969). For more than two authors: Ionescu et al. (1980) or (Ionescu et al., 1980). For papers which are in course of print the publication year will be replaced by "in press". Unpublished papers or reports will be cited in the text like the published ones.

Abstract, of maximum 20 lines (on separate sheet), must be in English, summarizing the main results and conclusions (not a simple listing of topics).

Key words (max. 10 items), in English or French, following the language used in the text (or the *Resumé* if the text is in Romanian), given in succession from general to specific, should be typed on the abstract page.

References should be typed in double-line spacing, listed in alphabetical order and chronological order for authors with more than one reference. Abbreviations

of journals or publishing houses should be in accordance with the recommendations of the respective publications or with the international practice.

Examples:

a) journals:

Giuşcă, D. (1952) Contributions à l'étude cristallographique des niobates. *An. Com. Geol.*, XXIII, p. 259-268, Bucureşti.

—, Pavelescu, L. (1954) Contribuţii la studiul mineralogic al zăcămintului de la Muşca. *Comm. Acad. Rom.*, IV, 11-12, p. 658-991, Bucureşti.

b) special issues:

Strand, T. (1972) The Norwegian Caledonides. p. 1-20. In: Kulling, O., Strand, T. (eds.) *Scandinavian Caledonides*, 560 p., Interscience Publishers.

c) books:

Bălan, M. (1976) Zăcămintele manganifere de la Iacobenii. Ed. Acad. Rom., 132 p., Bucureşti.

d) maps:

Ionescu, I., Popescu, P., Georgescu, G. (1990) Geological Map of Romania, scale 1:50,000, sheet Cîmpulung. *Inst. Geol. Geofiz.*, Bucureşti.

e) unpublished papers or reports:

Dumitrescu, D., Ionescu, I., Moldoveanu, M. (1987) Report. *Arch. Inst. Geol. Geofiz.*, Bucureşti.

Papers or books published in Russian, Bulgarian or Serbian etc. should be mentioned in the references transliterating the name and titles. Example:

Krashenninnikov, V. A., Basov, I. A. (1968) *Stratigrafiya kainozoa*. Trudy GIN, 410, 208 p., Nauka, Moscow.

Illustrations (figures and plates) must be numbered and submitted as originals on separate sheets (tracing papers), ready for reproduction. The thickness of the lines, lettering and symbols on figures should be large enough to be easily read after size-reduction. The original size should not extend beyond the print area of the page: column width 8 cm, page width 16.5 cm, page length 23 cm for figures; the width of line drawings should not extend over a single (16.5/23) or double (23/33 cm) page area and must be selfexplanatory (including title, authors, legend etc.). The graphic scale is obligatory.

Photographic illustrations (black-and-white only) must be of high quality and should be grouped into plates 16/23 cm in size. Each plate should have the photos numbered, i.e. Pl. I, Fig. 1; Pl. II, Fig. 1.

Tables should be numbered and entitled. Original size of the tables should correspond to the above mentioned (8/16.5 or 16.5/23) dimensions of the printing area.

Author(s) will receive only one set of preprint proofs which must be returned, with corrections, 10 days after receiving them. Only printing errors should be corrected, no changes in the text can be accepted.

Thirty offprints of each paper are supplied to the author(s) free of charge.

Editorial Board



ACTA GEOLOGICA HUNGARICA

Editor-in-Chief: Dr. János HAAS

Editorial office: Academical Research Group, Department of Geology,

Eötvös Loránd University of Sciences

H-1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a, Hungary

Phone/Fax: (36 1) 266 4947, E-mail: haas@ludens.elte.hu

Volume 41, Number 2

Contents

J. HAAS: 150th anniversary of the Hungarian Geological Society

E. DUDICH: 150 years of the Hungarian Geological Society Part I: 1847–1971

T. KECSKEMÉTI: Foreign honorary members of the Hungarian Geological Society

P. ÁRKAI, A. BÉRCZI-MAKK, D. HAJDU: Alpine prograde and retrograde metamorphisms in an over-thrusted part of the basement, Great Plain, Pannonian Basin, Eastern Hungary

GY. PANTÓ, A. DEMÉNY, B. NAGY: Fluid mixing in the Mátra and the Börzsöny ore deposits: A stable C-O-H isotope study

M. HORVÁTH: Paleobathymetrical analysis of Upper Eocene–Lower Miocene Foraminifera of the Hungarian Paleogene Basin

Á. SIEGL-FARKAS, H. SUMMESBERGER: Revision of "*Pachydiscus neubergicus* Hauer 1858", Sümeg, Transdanubian Central Range, Hungary

ACTA GEOLOGICA HUNGARICA

Please start my subscription from Vol. ... (Insert volume number) in copy/ies

1998: Volume 41 (of four issues)

Subscription price/volume: USD 136.00 including postage (Airmail delivery: USD 20.00)

Orders should be addressed to: Akadémiai Kiadó Rt., Export Division

H-1519 Budapest, P.O. Box 245, Hungary; Phone/Fax: (36 1) 204 3973; E-mail: export@akkrt.hu

Prepayment is required: • Discount for agencies only: max. 15% • All pro-forma invoices are made out in USD before publication of the first issue. • Bank charges of the client's bank are to be borne by the client.

• Please quote our invoice and contract number. • Cancellation: until the date of publication.

Signature: _____ Date: _____

Delivery Address: _____

City: _____ Country: _____ Post Code: _____

ACTA GEOLOGICA HUNGARICA



Institutul Geologic al României

Toate drepturile rezervate editurii Institutului Geologic al României
All rights reserved to the Geological Institute of Romania

*Editat cu sprijinul Ministerului Cercetării și Tehnologiei –
Colegiul Consultativ pentru Cercetare Științifică și Dezvoltare Tehnologică*

*Edited with the support of the Ministry of Research and Technology –
Advisory Board for Scientific Research and Technologic Development*

Translation and language review by:
Adriana Năstase, Mariana Borcoș

Editorial Staff:
Anca Andăș, Gabriela Ioane

Illustration:
Paraschiv Toader



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României